

Korrelation von seismischen und Bohrlochdaten am Beispiel des Van-Sees (Osttürkei)

Bachelor-Arbeit im Bachelorstudiengang (B.Sc.)
„Physik des Erdsystems: Meteorologie, Geophysik, Ozeanographie“
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

vorgelegt von Gunther Lüttschwager
Matrikelnummer: 933847

Erstgutachter: Prof. Dr. Sebastian Krastel
Zweitgutachter: Prof. Dr. Thomas Meier

Kiel im August 2011

Zusammenfassung

Im Rahmen des International Continental Drilling Program (ICDP) Projekts PaleoVan wurden im Van-See (Osttürkei) im Sommer 2010 zwei Bohrungen durchgeführt. Hauptziel dieser Bohrungen war die Erstellung von Klimachronologien auf Grundlage von Untersuchungen der Bohrkerne. Diese Arbeit befasst sich mit einem anderen Teil des Projekts. Die Bohrungen lieferten ebenfalls Daten zu den physikalischen Sedimenteigenschaften. Sowohl Kern- als auch in-situ Messungen wurden verwendet, um für die Bohrlochlokation auf dem Ahlat-Rücken synthetische Seismogramme zu erstellen. Aus der Korrelation der Synthetik mit den im Rahmen der Voruntersuchungen (2004) des Van-Sees aufgenommenen seismischen Profilen konnte eine zuverlässige Tiefenbestimmung der seismischen Leithorizonte durchgeführt werden. Im Folgenden wurden den Reflektoren anhand von Bohrkernphotographien lithologische Schichten zugeordnet. Bei den meisten der bestimmten Lithologien handelt es sich um Tephren. Des Weiteren wurden aber auch gashaltige Sedimente und Materialübergänge identifiziert. Eine Extrapolation der Leithorizonte über die Bohrlochumgebung hinaus wurde ebenfalls durchgeführt, erzielte aber nur geringen Erfolg. Störungen der Sedimentationsstrukturen und starke Neigungen der Reflektoren beschränkten die Extrapolation in vielen Bereichen. Die Untersuchung weiterer Bohrungen wird empfohlen, um die Extrapolation zu verbessern.

As part of the ICDP project PaleoVan, two sites were drilled in the Lake Van (eastern Turkey) in summer 2010. The main objective of the drilling campaign is the reconstruction of paleoclimate based on the drilled sediment cores. This thesis deals with a different aspect of the project. Physical property data were created by downhole- and core logging. Both, core and downhole-logging data were used to calculate synthetic seismograms for the Ahlat-Ridge site. The correlation of the synthetics with measured seismic data collected during a pre-site survey in 2004 allowed to assign accurate depth to the main marker horizons. The reflectors were then assigned to lithological layers using core photographs. Most lithologies were identified as tephra. Furthermore there have been detected gassy sediments and material transitions. An extrapolation of the marker horizons beyond the drilling location was also performed, but achieved only limited success. Disturbed sediments and steep slopes limited the extrapolation of the reflectors in many areas. The study of further drillings is recommended, to achieve a better extrapolation.

Inhaltsverzeichnis

| | | |
|----------|---|-----------|
| 1 | Einleitung | 1 |
| 1.1 | Projektbeschreibung und Untersuchungsgebiet | 1 |
| 1.2 | Arbeitshypothese | 2 |
| 2 | Daten und Methoden | 4 |
| 2.1 | Verwendete Daten | 4 |
| 2.1.1 | Seismik | 4 |
| 2.1.2 | Bohrlochdaten | 4 |
| 2.2 | Datenkorrektur für Downhole- und MSCL-Daten | 5 |
| 2.2.1 | Vorbemerkungen | 5 |
| 2.2.2 | Clipping | 6 |
| 2.2.3 | Glättung | 6 |
| 2.2.4 | Editieren und Interpolieren | 7 |
| 2.3 | Synthetische Seismogramme | 8 |
| 2.3.1 | Vorgehensweise | 8 |
| 2.3.2 | Bestimmung der seismischen Vergleichsspur | 8 |
| 2.3.3 | Wavelet | 9 |
| 2.3.4 | Time-Depth Chart | 10 |
| 2.3.5 | Berechnung synthetischer Seismogramme | 11 |
| 2.4 | Dichteberechnung aus der Downhole-Geschwindigkeit | 12 |
| 3 | Ergebnisse | 14 |
| 3.1 | Korrelation der Reflektoren mit der Seismik | 14 |
| 3.2 | Vergleich der verschiedenen Methoden | 18 |
| 3.3 | Korrelation von Reflektoren mit der Lithologie | 19 |
| 4 | Diskussion | 24 |
| 4.1 | Betrachtungen zu den verwendeten Daten | 24 |
| 4.2 | Extrapolation von Tephraschichten | 25 |
| 4.3 | Schlussfolgerungen und Ausblick | 26 |
| 5 | Referenzen | 28 |

1 Einleitung

1.1 Projektbeschreibung und Untersuchungsgebiet

Der Van-See befindet sich in Ostanatolien (Türkei) und ist mit einer Fläche von 3570 km² und einer maximalen Tiefe von 460 m der viertgrößte abflusslose See der Welt. Seine maximale Ausdehnung in West-Ost-Richtung beträgt 130 km (Abb. 1). Voruntersuchungen haben gezeigt, dass die Sedimente in sehr fein strukturierten Warven abgelagert wurden, was hochauflösende Rückblicke auf vergangenes Klima ermöglicht (Degens et al., 1984; Landmann et al., 1996a, b; Litt et al., 2009). Aufgrund der Lage des Sees an der Nahtstelle zwischen dem Westwindgürtel und dem subtropischen Hochdruckgürtel stellt er ein einmaliges kontinentales Klimaarchiv zwischen Schwarzem Meer, der Arabischen See und dem Roten Meer dar (Litt et al., 2009). Daher wurden im Van-See nach umfangreichen Voruntersuchungen (Litt et al., 2007, 2009) im Sommer 2010 zwei Tiefbohrungen im Rahmen von ICDP (International Continental Scientific Drilling Program) durchgeführt. Das Korrelieren der seismischen Voruntersuchungen mit den erbohrten Sedimenten ist das Hauptziel dieser Arbeit.

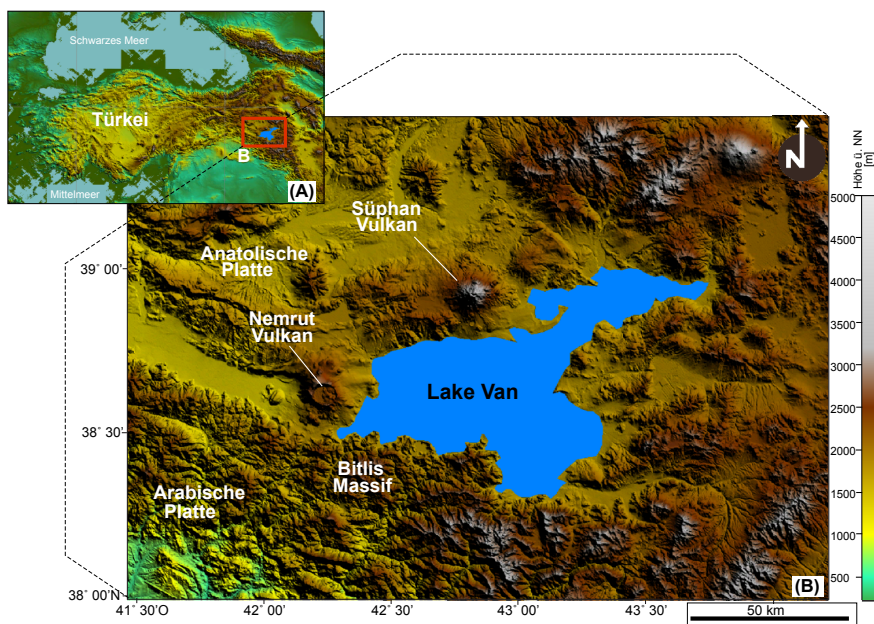


Abbildung 1: (A): Übersichtskarte der Türkei und Umgebung, eingezeichnet ist der Kartenausschnitt B mit dem Lake Van in der Osttürkei. (B): Lake Van mit bedeutenden tektonischen Besonderheiten (Abb. nach Cukur, in Review).

Der Van-See liegt auf der Plattengrenze zwischen der Anatolischen Platte im Norden und der Arabischen Platte im Süden (Abb. 1) auf dem Anatolisch-Iranischen Hochplateau auf 1674 m ü. NN. Die Arabische Platte schiebt sich dort kontinuierlich unter die Anatolische Platte, was anhaltende seismische Aktivitäten und auch vulkanische Eruptionen verursacht. Zwei aktive vulkanische Systeme (Nemrut und Süphan, Abb. 1) befinden sich nahe des westlichen bzw. nordwestlichen Ufers des

Sees. Nemrut war zuletzt 1441 und vermutlich kurz vor 1597 aktiv (Aydar et al., 2003). Allerdings ist die genaue Eruptionsgeschichte der Vulkane bisher weitestgehend unbekannt

und beruht nur auf wenigen datierten Lavaströmen an Land (Yılmaz et al., 1998; Özdemir et al., 2006; Karaoğlu et al., 2005). Tephren von beiden vulkanischen Systemen wurden auch im See identifiziert (Landmann et al, 1996 a, b; Litt et al, 2009). Am südlichen Ufer liegt die Bitlis Verwerfung, an welche sich südlich das Bitlis Massif anschließt (Cukur et al, in Review). Nachweise für seismische Aktivität vor allem im südlichen Van-See entlang der Bitlis-Störung sind auch im Rahmen dieser Arbeit zu erkennen.

Tiefenbohrungen im Rahmen des PaleoVan-Projekts (Litt et al, 2007, 2009) reichen bis in eine Tiefe von 220 m unter dem Seeboden. Untersuchungen lassen zudem vermuten, dass der See in den tiefsten Bereichen, so auch auf dem Ahlat Rücken, nicht ausgetrocknet war (Litt et al, 2009). Dieser Umstand ermöglicht die Untersuchung von Langzeit-Sedimentationsabfolgen, welche anhand der Bohrkerne erstellt werden können. Physikalische Eigenschaften der Sedimente wurden während der Bohrung am Kern, aber auch direkt im Bohrloch gemessen.

Die Bohrlochlokationen wurden auf Grundlage der seismischen Voruntersuchungen (Litt et al, 2009) bestimmt. Von den vorgeschlagenen Bohrungen wurden nur die Bohrungen auf dem Ahlat-Rücken (Abb. 2 und 3) und im nördlichen Becken (Abb. 2) durchgeführt. Die Ahlat-Rücken-Bohrung wurde mit dem Ziel durchgeführt, eine durchgängige Sedimentabfolge für paläoklimatische Untersuchungen zu erhalten. Diese Lokation war somit wichtigstes Ziel der Bohrungen. Die Bohrung im nördlichen Becken sollte aufgrund ihrer Nähe zu den umliegenden Vulkanen (Nemrut und Süphan, Abb. 2) Aufschlüsse über große vulkanische Eruptionen und deren Gefahren liefern (Litt et al., 2009).

1.2 Arbeitshypothese

Hauptziel dieser Arbeit ist das Herstellen einer Korrelation zwischen den Bohrkerne der Ahlat-Rücken-Bohrung (Abb. 3; UTM-Koordinaten: X=297259,0 m, Y=4282456,5 m) und den in diesem Gebiet vorliegenden seismischen Profilen mittels der Berechnung von synthetischen Seismogrammen. Dieser Abgleich ermöglicht eine genaue Tiefenskalierung der Seismik

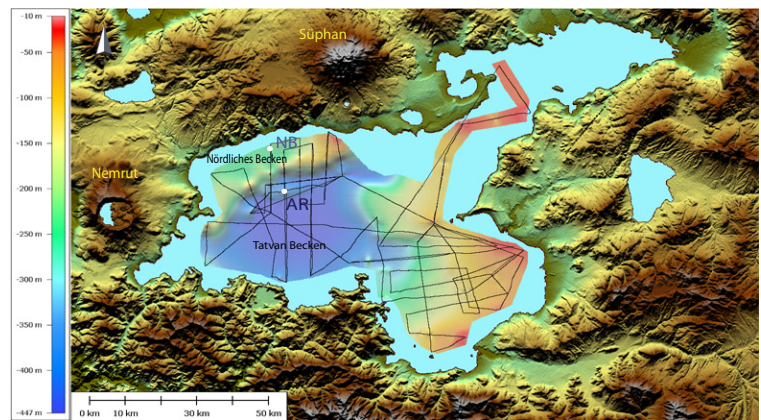


Abbildung 2: Tiefe des Seebodens mit bedeutenden Strukturen sowie den Bohrungen auf dem Ahlat-Rücken (AR) und im Nördliches Becken (NB) und dem Verlauf der seismischen Profile (Abb. nach Daniel Winkelmann, nicht publiziert).

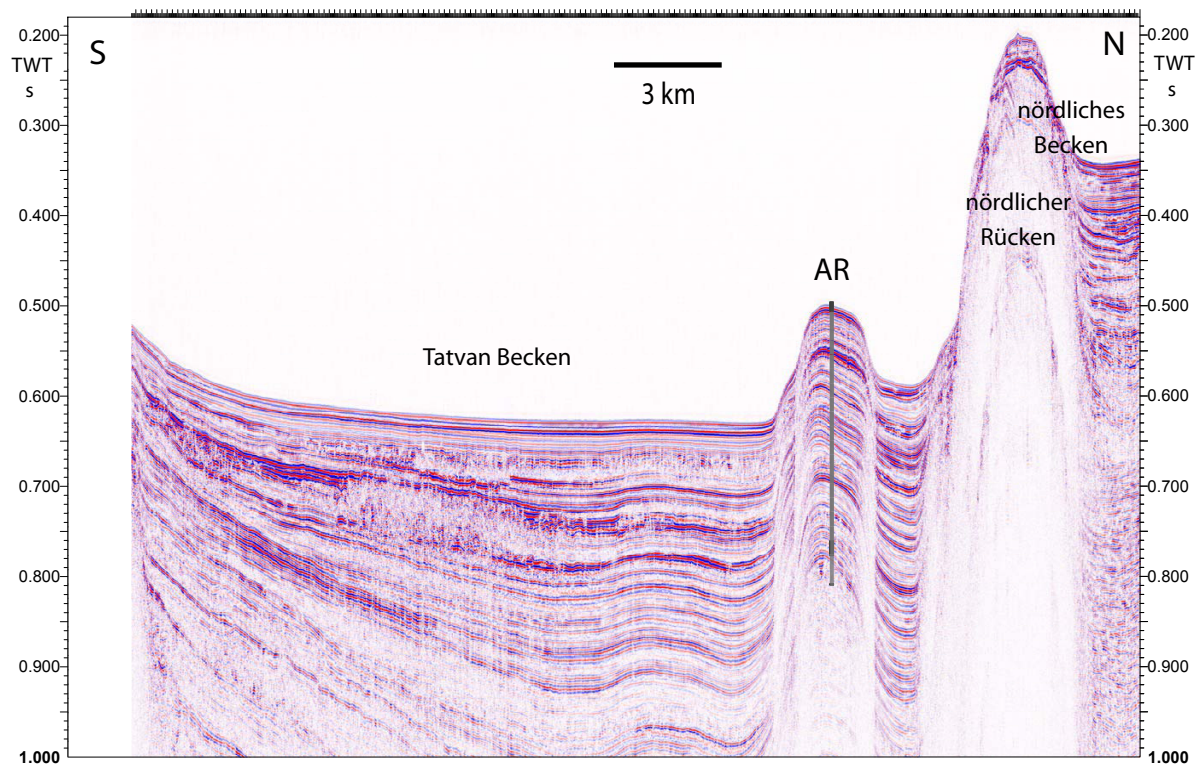


Abbildung 3: Seismikprofil 007 mit der vorgeschlagenen Position der Ahlat-Rücken-Bohrung (AR) und weiteren Strukturen.

an der Bohrstelle. Im Rahmen der Integration von Bohrloch- und seismischen Daten soll zudem der Ursprung von in der Seismik identifizierten Leithorizonten bestimmt werden. Die räumliche Verteilung dieser Horizonte soll dann mittels der seismischen Daten kartiert werden, um so die Eintragsrichtung der verursachenden Ablagerungen bestimmen zu können.

2 Daten und Methoden

2.1 Verwendete Daten

2.1.1 Seismik

Im Rahmen des Site Surveys für das PaleoVan-Projekt wurden im Juni 2004 insgesamt 50 seismische Profile mit einer Gesamtlänge von etwa 850 km vermessen (Lage der Profile s. Abb. 4). Für die Untersuchungen wurde ein 16-Kanal Streamer mit einer Mini-GI-Gun (80-400 Hz) verwendet. Das anschließende Prozessieren der Daten beinhaltet u.a. eine Frequenz-Bandpassfilterung (55/100-600/800 Hz) sowie Geschwindigkeitsanalyse und Zeit-Migration. Die Profile 007 (Abb. 3 und 4) und 023 (Abb. 4) kreuzen sich über dem Bohrloch und waren daher für die weiteren Untersuchungen am interessantesten.

2.1.2 Bohrlochdaten

Die Bohrungen wurden im Juli/August 2010 abgeteuft. Ausführende Firma war DOSECC (Drilling, Observation and Sampling of the Earths Continental Crust; Salt Lake City, USA), welche das Bohrsystem DLDS (Deep Lake Drilling System) hier erstmals einsetzte. Für die Gewinnung der Kerne wurde, soweit dies möglich war, ein Piston-Corer verwendet. Diese Methode hat den Vorteil, dass es keinen rotierenden Bohrkopf gibt, welcher z.B. die Warven im Bohrkern beschädigen könnte. In einigen Bereichen musste wegen zu stark zementierten Sedimenten auch ein rotierender Bohrkopf verwendet werden. An beiden Bohrlokalationen wurden mehrere Löcher abgeteuft, um so eine möglichst lückenlose Sedimentabfolge zu gewinnen. Die hier verwendete Ahlat-Rücken-Bohrung reicht bis in 575 m Tiefe. Kernphotos und Kernbeschreibungen einer zusammengesetzten Sedimentabfolge (Mastersektion) standen für die Arbeit zur Verfügung.

Downhole-Logging Die Downhole-Logs wurden durch ein der Bohrung folgendes Wireline-Logging gewonnen. Die Messungen wurden dabei am offenen Loch durchgeführt, sodass der Kontakt der Messinstrumente zu den umliegenden Sedimenten bestmöglich gewährleistet

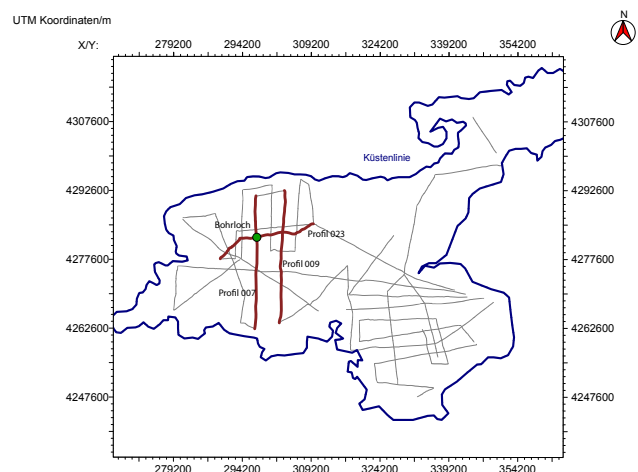


Abbildung 4: Umriss des Lake Van mit allen vorhandenen seismischen Profilen (grau) sowie den in dieser Arbeit verwendeten Profilen (rot) und der Position der Bohrung auf dem Ahlat-Rücken (grün).

werden konnte. Dazu wurde eine Messsonde in das Bohrloch gelassen, um die in-situ Gesteinseigenschaften (seismische Geschwindigkeit, elektrischer Widerstand, magnetische Suszeptibilität) zu ermitteln. Wie später in dieser Arbeit diskutiert werden wird, war die Abdeckung mit dieser Methode nicht vollständig möglich. Von diesen Messungen wird hier die Downhole-Geschwindigkeit verwendet, welche die in-situ seismischen Geschwindigkeiten in Bohrlochnähe angibt. In-situ Dichte-Daten konnten leider nicht gemessen werden, da die dafür benötigte radioaktive Quelle nicht in die Türkei eingeführt werden durfte.

MSCL-Daten Für das Kernlogging wurde ein Multi-Sensor Core Logger (MSCL) von Geotek verwendet. Die Messungen wurden direkt im Anschluss an die Kernentnahme vor Ort durchgeführt.

Für die Messungen wurden die ca. 3 m langen Kerne in max. 1,5 m lange Sektionen geteilt, um vom MSCL-Logger vollautomatisch vermessen werden zu können (<http://www.geotek.co.uk/products/mscl-s>). Die aufgezeichneten Logs umfassen u.a. die physikalischen Größen Dichte, magnetische Suszeptibilität und akustische Impedanz. Die akustische Impedanz (Z) wurde direkt nach der Messung aus seismischer Geschwindigkeit (v) und Dichte (ρ) mit $Z = v * \rho$ berechnet. Da die seismische Geschwindigkeit für diese Arbeit nicht zur Verfügung stand, wurde diese wieder aus Impedanz und Dichte rückgerechnet ($v = \frac{Z}{\rho}$). Nach dem Logging der verschiedenen Kerne aus den Bohrungen wurde eine sogenannte Mastersektion erstellt, welche durch das Zusammensetzen einzelner Abschnitte der verschiedenen Bohrungen über die gesamte Bohrtiefe ein qualitativ hochwertiges und durchgängiges Log ergibt. Diese Mastersektion wurde in dieser Arbeit für die weiteren Untersuchungen verwendet. Die Kernphotographien wurden ebenfalls vom MSCL-Logger aufgenommen.

2.2 Datenkorrektur für Downhole- und MSCL-Daten

2.2.1 Vorbemerkungen

Vor der Berechnung synthetischer Seismogramme müssen die Daten zur Berechnung von den benötigten seismischen Impedanzen korrigiert werden. Dies ist notwendig, da insbesondere MSCL-Daten aufgrund von nur teilweise gefüllten Linern fehlerhaft sein können und vor allem luftgefüllte Bereiche unrealistisch niedrige Dichtewerte ergeben. Die Downhole-Messungen sind des Weiteren nur lückenhaft vorhanden, da infolge instabiler Bohrlochbedingungen in manchen Bereichen eine Messung nicht möglich war. Für die MSCL-Logs werden alle der im Folgenden erläuterten Korrekturen durchgeführt, die Downhole-Messungen werden dagegen nur einer Interpolation in den Datenlücken unterzogen.

| physikalische Größe | untere Grenze | obere Grenze |
|--|------------------|-----------------|
| Dichte [g/cm ³] | 1,0 | 2,1 |
| akustische Impedanz [t/(m ² s)] | 1000 | 3800 |

Tabelle 1: Verwendete Werte für das Clipping der MSCL-Daten.

2.2.2 Clipping

Bei diesem Processing-Schritt werden die MSCL-Werte Dichte und akustische Impedanz mit Maximum- und Minimum-Grenzen versehen. Diese Grenzen werden so gewählt, dass physikalisch unrealistische Werte nicht auftreten können. Um die Grenzen zu bestimmen, wurden die Daten graphisch dargestellt, um unrealistische Amplituden herauszufinden. Alle Werte, die unterhalb des Minimal-Wertes oder oberhalb des Maximalwertes liegen, wurden dann gelöscht. Eine Dichte kleiner 1 g/cm³ bedeutet z.B., dass die Dichte geringer, als die von Wasser ist, was zwangsläufig zur Ursache haben muss, dass bei der Messung Luft im Liner vorhanden war. Eine Dichte von 2.1 g/cm³ ist eigentlich recht gering, allerdings weisen wassergesättigte Sedimente meist geringe Dichten auf. Die verwendeten Clippingamplituden für die verschiedenen physikalischen Größen sind in Tabelle 1 aufgelistet.

2.2.3 Glättung

An den MSCL-Daten wurde nach dem Clipping eine Glättung durchgeführt, um höherfrequente Änderungen der Werte, sowie Spikes zu unterdrücken. Spikes können z.B. bei der Berechnung der Reflexionskoeffizienten unrealistische Signale verursachen. Bei der hier verwendeten Methode handelt es sich um eine lokale Regression, d.h. es wird für jeden Messpunkt eine arithmetische Mittelung aller Werte in einem definierten Umfeld dieses Punktes durchgeführt. Auf eine Wichtung dieser Werte wurde verzichtet, um einzelne Spikes besser abschwächen zu können. Um ein möglichst gutes Ergebnis zu erlangen, war es wichtig, eine optimale Anzahl von Werten zu ermitteln, über welche jeweils gemittelt wurde. Dazu wird im Folgenden das Auflösungsvermögen der Seismik untersucht. Um getrennte Reflexionen von der Ober- und Unterkante einer Schicht zu erhalten, muss diese mindestens $\frac{\lambda}{2}$ mächtig sein, wobei $\lambda = \frac{v}{f}$ (mit der Wellenlänge λ , der seismischen Geschwindigkeit v und der Frequenz f). Für die hier vorliegende Hauptfrequenz von 180 Hz ergibt das eine Schichtmächtigkeit von min. 4 m. Schichten mit einer Mächtigkeit von bis zu $\frac{1}{30}$ der Wellenlänge (hier ca. 30 cm) können im Regelfall im Seismogramm noch als einzelner Reflektor detektiert werden (Yilmaz et al., 2001). Aus Testläufen für verschiedene Mittelungsintervalle hat sich die Mittelung über 21 Werte (entspricht 21 cm) als ausreichend herausgestellt, sodass Spikes gut unterdrückt wur-

den. Dieser Wert liegt unter der Auflösung der Seismik, sodass durch die Glättung bzgl. der späteren Korrelation mit der Seismik kein Informationsverlust auftritt. Das Dichte-Log nach der Glättung ist in Abb. 4 gezeigt, das verwendete Matlab-Skript ist im Anhang beigefügt.

2.2.4 Editieren und Interpolieren

Das Editieren wurde nur für die MSCL-Daten durchgeführt. Physikalisch nicht sinnvolle Unregelmäßigkeiten in den Daten wurden manuell beseitigt. Dazu zählen z.B. zusammenhängende Messbereiche von nur 4 cm Länge. Diese traten häufig im Bereich von größeren Datenlücken auf und stellen vermutlich Artefakte aus dem Logging-Vorgang dar. Das Löschen dieser Werte war notwendig, da ein Vergleich mit Werten aus der näheren Umgebung in diesem Fall nicht möglich ist. Vereinzelt verbliebene Spikes wurden ebenfalls manuell bearbeitet. Dazu wurden die Amplituden der betroffenen Messwerte reduziert. Die meisten Spikes wurden zwar bereits durch Clipping und Glättung bereinigt, allerdings blieben in Tiefenintervallen, welche ursprünglich sehr viele Spikes aufwiesen, einige auch nach der Glättung sichtbar. Dies ist wahrscheinlich auf ein zu knapp gewähltes Mittelungsintervall zurückzuführen. Es wurde dennoch bewusst auf ein längeres Intervall verzichtet, da bei diesem die Amplituden im Mittel zu stark geglättet worden wären. Dies hätte für die Synthetik einen erheblichen Verlust in der Amplitude der Reflexionskoeffizienten zur Folge gehabt.

Über Datenlücken in den Logs wurde abschließend interpoliert. Dieser Schritt musste manuell durchgeführt werden, da häufig an den Lückenrändern auftretende Spikes eine automatische Interpolation erschwerten, was Testläufe mit Matlab zeigten. Die Samplingrate auf der Tiefenachse wurde dabei der allgemeinen Rate angepasst (für MSCL-Logs 1 cm, für Wireline-Logging 5 cm). Weil bei den MSCL-Daten die Lücken relativ klein waren (< 5 m), wurden diese durch eine lineare Interpolation zwischen den mittleren Werten vor und nach

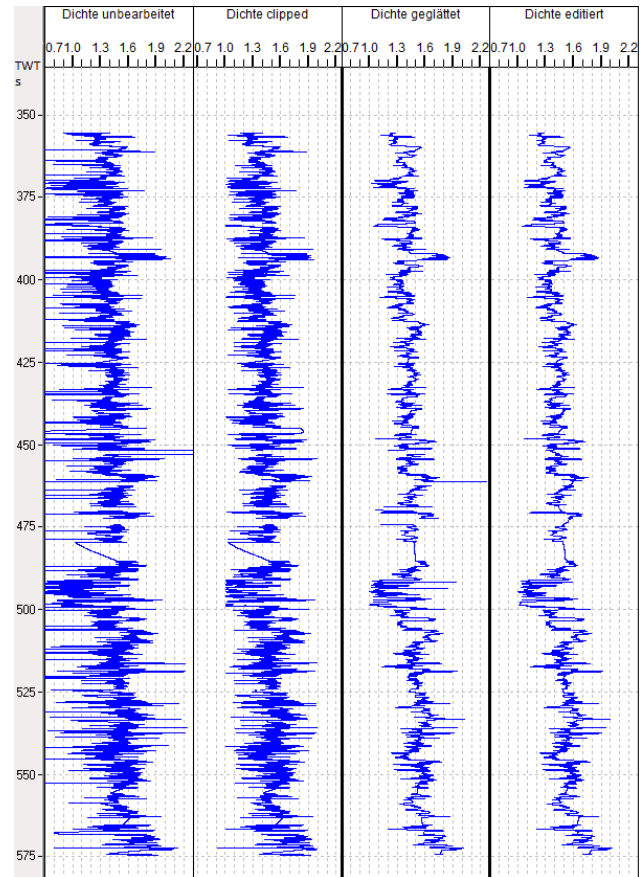


Abbildung 5: Editiervorgang am Beispiel der MSCL-Dichte [in g/cm^3]: v.l. Originaldichte, geclippte Dichte, geglättete Dichte, editierte Dichte.

der Datenlücke geschlossen. Die lineare Interpolation ist besonders wichtig, um später keine Artefakte in den Reflexionskoeffizienten zu erhalten. Eine Gegenüberstellung der Daten nach den einzelnen Bearbeitungsschritten am Beispiel der MSCL-Dichte wird in Abb. 5 gezeigt.

Für die Downhole-Daten (seismische Geschwindigkeit) mussten bei der Interpolation weitere Annahmen getroffen werden. Da die Lücken meist deutlich länger waren, wurde versucht, bei der manuellen Interpolation (die Werte wurden graphisch in die Logs eingefügt) die Geschwindigkeiten im Bereich von 1500 m/s bis 1600 m/s zu belassen. Dieser Geschwindigkeitsbereich entspricht der seismischen Geschwindigkeit in Wasser und in wassergesättigten Sedimenten in flachen Schichten. Zudem passt diese Geschwindigkeit zumeist auch in das umgebende Geschwindigkeitsprofil. Wichtig war auch hier das Verhindern von Artefakten in den späteren Reflexionskoeffizienten.

Für diese und alle weiteren Schritte wurde die Software Kingdom 32-bit Version 8.2. und 8.5. genutzt.

2.3 Synthetische Seismogramme

2.3.1 Vorgehensweise

Mit den korrigierten Logging-Daten konnten dann synthetische Seismogramme erstellt werden. Dazu wurden aus Dichte- und Geschwindigkeitsprofilen die Reflexionskoeffizienten entlang des Bohrloches errechnet und durch Faltung mit einem Signal-Wavelet eine synthetische Spur erstellt. Wavelets wurden mit verschiedenen Methoden erstellt und das am besten korrelierende für die weitere Verwendung ausgewählt. Um Tiefe und Laufzeit miteinander zu vergleichen, ist zudem ein Time-Depth-Chart (TD-Chart) notwendig, da die Logging-Daten in Abhängigkeit von der Tiefe vorliegen, die Seismik-Daten aber in Abhängigkeit von der Zeit gemessen wurden. Eine möglichst gute Zeit-Tiefen-Zuordnung ist essentiell für das Erzielen einer hohen Korrelation zwischen synthetischen Seismogrammen und den gemessenen seismischen Daten.

2.3.2 Bestimmung der seismischen Vergleichsspur

Die seismische Vergleichsspur wurde dem Profil 007 entnommen und ist die seismische Spur mit der geringsten Entfernung zum Bohrloch. Diese Spur wird später zur Korrelation mit dem synthetischen Seismogramm verwendet (s. Tabelle 2). Alternativ wurde auch eine Vergleichsspur als arithmetische Mittelung aller Spuren im Umkreis von 50 m um das Bohrloch erstellt. Diese Variante hat sich aber nicht als sinnvoll herausgestellt, da die Signale teilweise stark abgeschwächt oder verwischt waren, was durch die Schichtneigungen im Untergrund verursacht wird. Da die Bohrung auf einer Anhöhe abgeteuft wurde, ist die Neigung in alle Richtungen relativ hoch. Eine Mittelung erfolgt dann nicht über die jeweils gleichen Reflektio-

ren, sondern über vertikal ausgedehnte geologische Schichten, was das Signal stark verzerrt. Die in dieser Arbeit durchgehend verwendete Vergleichsspur ist in den Abbildungen 6, 7 und 8 zu sehen.

2.3.3 Wavelet

Das Wavelet stellt die synthetische Signalform dar und wird zur Erzeugung des synthetischen Seismogramms mit den Reflexionskoeffizienten gefaltet. Die Form und Länge des Wavelets wird dabei dem Wavelet der zu vergleichenden Seismik angeglichen. Die Form des Frequenzspektrums des benötigten Wavelets lässt sich durch eine Spektralanalyse ermitteln. Für den Bereich des Bohrlochs wurde dazu das Frequenzspektrum der Seismik erstellt. Die dem Bohrloch nächsten Seismik-Profile sind die Profile 007 und 023. Um den Bereich weiter einzugrenzen, wurde vertikal und horizontal ein Bereich des seismischen Profils ausgewählt und von diesen Ausschnitten jeweils das Frequenzspektrum erstellt. Die Wavelet-Länge kann anhand der Seismik abgeschätzt werden. Dazu wird die Mächtigkeit einzelner Reflektorstrukturen als Zweiwegelaufzeit (TWT) in Sekunden ermittelt. Um diese Strukturen aufzulösen, darf das Wavelet deren Länge nicht überschreiten. Als weitere Größe muss die Auflösung des Wavelets in Zeiteinheiten angegeben werden. Diese muss ausreichend groß sein, um die Waveletform detailliert genug wiedergeben zu können. Allerdings hat sich herausgestellt, dass eine zu hohe Auflösung unerwünschtes Rauschen im synthetischen Seismogramm erzeugt, was zu vermeiden ist. Eine Erklärung für dieses Problem könnte die zu hohe Auflösung des Reflexionskoeffizienten sein. Somit wäre eine alternative Lösung auch die Reduzierung der Auflösung der dem synthetischen Seismogramm zugrundeliegenden Impedanz (bzw. Dichte und seismische Geschwindigkeit). Aufgrund der bereits in Kapitel 2.2.3 erläuterten Überlegungen wurde aber auf diese Alternative verzichtet.

Wavelets können sowohl rein theoretisch als auch anhand der Seismik, mit welcher später das synthetische Seismogramm verglichen wird, erstellt werden. Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei theoretische und zwei an der Seismik orientierte Methoden angewandt. Die Methoden werden im Folgenden einzeln erklärt.

Theoretische Methoden

Ricker: Bei dieser Methode wird eine Peak-Frequenz sowie die Länge des Wavelets vorgegeben. Die Peakfrequenz konnte aus dem Spektrum des Profilausschnittes von Profil 007 im Bereich des Bohrloches abgeschätzt werden. Es wurden für verschiedenen Durchläufe die Frequenzen 170, 175 und 180 Hz verwendet. Die Länge des Wavelets wurde durch Testläufe zu 0,025 s bestimmt.

Ormsby: Diese Methode basiert auf einem trapezförmigen Spektrum, welches durch vier frei definierte Eckfrequenzen bestimmt wird. Entsprechend dem Spektrum des Profilausschnittes von Profil 007 wurden solche Frequenzen abgeschätzt (Parameter für die Testläufe s. Anhang). Die Länge des Wavelets wurde identisch zu der Methode nach Ricker gewählt (0,025 s).

Nicht-theoretische Methoden

Wiener-Levinson: Für diese Methode müssen nur die Abtastrate und die Länge des Wavelets vorgegeben werden. Das Wavelet stellt das Signal dar, welches nach Konvolution mit den Reflektionskoeffizienten die beste Korrelation mit der Vergleichsspur ergibt. Dieses Wavelet ist jedoch unter Umständen phasenverschoben. Da diese Methode in zahlreichen Testläufen mit verschiedenen Einstellungen keine guten Ergebnisse erzielt hat (die Wavelet-Form war sehr unregelmäßig), wurde diese Methode nicht weiter verwendet.

Frequency Matching Methode: Bei dieser Vorgehensweise wird eine automatische Frequenzanalyse der Spuren in einem definierten Bereich um das Bohrloch herum durchgeführt und daraufhin ein Wavelet generiert, welches dieses Spektrum bestmöglich nachbildet. Wie auch bei Wiener-Levinson muss eine Abtastrate und die Länge des Wavelets definiert werden (Parameter für die Testläufe s. Anhang). Diese Methode ergab wesentlich bessere Ergebnisse als die Methode nach Wiener-Levinson.

2.3.4 Time-Depth Chart

Der TD-Chart stellt die Beziehung zwischen der Laufzeit des akustischen Signals und der dazu gehörenden Tiefe dar. Für das Anfangsmodell wird eine konstante Geschwindigkeit von 1500 m/s angenommen und für bestimmte Zeitpunkte der Zwei-Wege-Laufzeit die dazugehörige Tiefe angegeben (der TD-Chart erstellt). Die gewählte Geschwindigkeit entspricht annähernd der mittleren p-Wellen-Geschwindigkeit in Wasser und wassergesättigten Sedimenten. Diese Annahme wird durch die ermittelten MSCL-Geschwindigkeiten unterstützt, da diese in der gleichen Größenordnung liegen. Als Referenzpunkte dienen am Anfang 0 s (Wasseroberfläche), 0,502 s (Meeresbodenreflexion in der Seismik bei einer Wassertiefe von 355,35 m am Bohrloch), sowie die Zeit für das Ende der Bohrung bei 574,5 m Tiefe. Dieses einfache Modell kann dann mit den seismischen Geschwindigkeiten, soweit in den verschiedenen Modellen vorhanden, integriert werden, sodass sich über die gesamte synthetische Profillänge eine genaue Zuordnung von Tiefe zur TWT ergibt.

Um eine bessere Korrelation von Synthetik und der seismischen Vergleichsspur zu erwirken, kann das synthetische Seismogramm noch gestreckt und gestaucht werden (Anpassung). Dies verändert den TD-Chart, um eine bestmögliche Korrelation zwischen Synthetik und

| Seismogramm | Dichte | seismische Geschw. | TD-Chart integriert über | Wavelet |
|-------------|----------|--------------------|--------------------------|---------------|
| Variante 1 | konstant | Downhole | Downhole-Geschw. | Ricker 175 Hz |
| Variante 2 | MSCL | konstant | konstante Geschw. | Ricker 175 Hz |
| Variante 3 | MSCL | MSCL | Downhole-Geschw. | Ricker 175 Hz |

Tabelle 2: Übersicht über die verschiedenen synthetischen Seismogramme und die zugrundeliegenden Daten.

Seismik zu erhalten. In den folgenden Untersuchungen wurden im Wesentlichen Anpassungen der TD-Charts in Bereichen vorgenommen, über die vorher interpoliert wurde, da in diesen Bereichen keine seismischen Geschwindigkeiten vorlagen (s. Abb. 6). Bei den vorliegenden Geschwindigkeiten wurde davon ausgegangen, dass die Integration des TD-Charts mit diesen einen guten Chart erstellt.

Bei der Anpassung ist vor allem darauf zu achten, dass der TD-Chart Geschwindigkeiten im Untergrund widerspiegelt, welche physikalisch sinnvoll sind (etwa 1300-2000 m/s).

2.3.5 Berechnung synthetischer Seismogramme

Zur Berechnung der synthetischen Seismogramme wurden drei verschiedene Vorgehensweisen angewandt. Der Unterschied der Methoden liegt in den jeweils verwendeten Daten. Je nach Methode können daher verschiedene Schlussfolgerungen aus den Seismogrammen gezogen werden. Es wurde das Wavelet nach Ricker (Peak-Frequenz 175 Hz) verwendet, für welches sich die höchsten Korrelationskoeffizienten ergaben. Die verschiedenen Methoden mit den verwendeten Daten sind in Tabelle 2 aufgelistet.

Variante 1: konstante Dichte; Downhole-Geschwindigkeit (Abb. 6) Bei dieser Vorgehensweise wurde die Dichte auf den konstanten Wert $1,5 \text{ g/cm}^3$ festgesetzt und für die Berechnung der Reflexionskoeffizienten die Downholegeschwindigkeit verwendet. Der TD-Chart wurde als Integration über die Downholegeschwindigkeit erstellt. In einigen Bereichen war danach eine Anpassung des Charts notwendig, um eine bessere Korrelation zu erhalten. Der TD-Chart für den Bereich, in welchem keine Downholegeschwindigkeit vorlag, war sehr schwierig zu erstellen, da für diesen Bereich keine synthetischen Reflektoren vorhanden waren. Die Anpassung des TD-Charts durch Korrelation mit der Vergleichsspur stellte sich vor allem unterhalb des reflexionsfreien Bereiches (vgl. Abb. 6) als uneindeutig heraus, da nicht hinreichend geklärt werden konnte, welche Reflektoren miteinander korrelieren.

Da diese Methode auf der Downhole-Geschwindigkeit basiert, ist zu erwarten, dass Reflektoren, welche durch Geschwindigkeitsgradienten dominiert sind, besonders deutlich dargestellt werden können. Dies gilt z.B. für Tephroschichten, weil diese durch sehr hohe Geschwindigkeiten charakterisiert sind.

Variante 2: MSCL-Dichte; konstante Geschwindigkeit (Abb. 7) Bei dieser Methode wurde die Dichte aus den MSCL-Messungen verwendet und die p-Wellen-Geschwindigkeit konstant auf 1500 m/s gesetzt. Dem TD-Chart liegt ebenfalls eine Geschwindigkeit von 1500 m/s zugrunde, sodass der Chart eine gleichförmige Zeit-Geschwindigkeitsbeziehung als Ausgangspunkt hat. Um den Korrelationskoeffizienten zwischen synthetischem Seismogramm und der seismischen Referenzspur zu erhöhen, wurde manuell der TD-Chart durch Strecken und Stauchen der synthetischen Spur verändert. Dabei wurde in diesem Fall wieder auf zu viele Anpassungen verzichtet. Teilweise wurde auch bewusst auf eine hohe Korrelation verzichtet, da die Anpassung des TD-Charts zumeist auch mit einer zu starken Verzerrung der Reflexionskoeffizienten (RC) einher geht.

Variante 3: MSCL-Dichte; Geschwindigkeit aus MSCL-Daten (Abb. 8) Diese Methode verwendet für Dichte und Geschwindigkeit die MSCL-Messungen. Die Geschwindigkeit v_p wurde dabei aus der akustischen Impedanz Z und der Dichte ρ berechnet:

$$v_p = \frac{Z}{\rho}$$

Da der TD-Chart, der durch Integration des Ausgangs-Charts (vgl. 2.3.4) mit der MSCL-Geschwindigkeit eine sehr schlechte Anpassung ergab, wurde für diese Methode der TD-Chart aus Variante 1 verwendet und entsprechend angepasst.

Diese Methode ergibt ein synthetisches Seismogramm, welches der gemessenen Seismik am ähnlichsten sein sollte. Hierbei sind die RC aus Dichte und Geschwindigkeit zusammengesetzt, was der Realität am nächsten kommt. Allerdings sind die MSCL-Geschwindigkeiten häufig mit großen Fehlern behaftet.

2.4 Dichteberechnung aus der Downhole-Geschwindigkeit

Für diese Arbeit stand nur die MSCL-Dichte zur Verfügung, daher wurde versucht, zu Vergleichszwecken eine weitere Dichte abzuleiten. Die Dichte von Sedimenten kann auch aus der seismischen p-Wellen-Geschwindigkeit abgeleitet werden. Dies wurde hier getan, um später die so ermittelte Dichte mit der MSCL-Dichte zu vergleichen und Aussagen über die Zuverlässigkeit der MSCL-Messungen zu treffen. Als Geschwindigkeit v_p wurde hier die Downhole-Geschwindigkeit verwendet.

Die Gardner-Gleichung (Gardner et al, 1974) stellt eine solche Näherung für die Dichteberechnung in wassergesättigten Sedimenten aus den seismischen Geschwindigkeiten dar:

$$\rho = \alpha * v_p^\beta$$

mit $\alpha = 0,31$ und $\beta = 0,25$. Die Koeffizienten α und β wurden empirisch auf Grundlage von zahlreichen Testmessungen ermittelt (Gardner et al, 1974). Ob diese Umrechnung auch

für den Van-See realistische Ergebnisse produziert, muss allerdings näher diskutiert werden, da die Gardner-Gleichung nicht für alle Sedimente gleichermaßen anwendbar ist.

3 Ergebnisse

3.1 Korrelation der Reflektoren mit der Seismik

In den Abb. 6, 7 und 8 sind die synthetischen Seismogramme mit den dazugehörigen verwendeten physikalischen Gesteinseigenschaften TD-Chart, Vergleichsspur (Trace) und dem Wavelet abgebildet. Die Korrelation ist sehr gut in den Abb. 9, 10 und 11 zu erkennen. Die für die verschiedenen Methoden erhaltenen Korrelationskoeffizienten (KK) sind in Tabelle 3 aufgelistet. Bei der Untersuchung der Korrelation sind die KK allerdings nur bedingt aussagekräftig. Bei geringen Phasenverschiebungen der Reflektoren infolge eines nicht ganz exakten TD-Charts kommt es z.B. sehr schnell zu großen Veränderungen in den Korrelationskoeffizienten. Aus diesem Grund wird in dieser Arbeit die Korrelation überwiegend visuell ermittelt und beschrieben. Zudem sind aufgrund des bereits begründeten Verzichts auf eine exakte TD-Chart-Bestimmung die KK allgemein relativ gering.

Variante 1 Das synthetische Seismogramm, welches auf der Downhole-Geschwindigkeit basiert, weist einen relativ hohen KK von 0,394 auf. Die stärksten Reflektoren konnten mit dieser Methode reproduziert werden. Zwischen 0,54 s und 0,66 s sind starke Reflexionen zu beobachten (vgl. Abb. 6), welche durch die großen Geschwindigkeitssprünge in diesem Bereich verursacht werden. Die Ursache für diese Sprünge ist anhand der Seismik nicht vollständig zu begründen. Eine Erklärung könnten gering mächtige Schichten sein, welche von der Seismik aber nicht aufgelöst werden konnten. Unterhalb von 0,71 s sind die Geschwindigkeitsgradienten wesentlich geringer, sodass im synthetischen Seismogramm auch deutlich weniger Reflektoren zu finden sind. Die Signale mit den größten Amplituden können auch in diesem Bereich gut reproduziert werden. In den Abschnitten oberhalb von 0,54 s und zwischen 0,67 s und 0,71 s sind keine Downhole-Geschwindigkeiten verfügbar, ein weiterer Bereich (s. Abb. 6) ist vernachlässigbar kurz. Die dritte Lücke hat bei der Anpassung der tieferliegenden Reflektoren Probleme bereitet, da die Zuordnung der Reflektoren beim Anpassen der Synthetik an die Seismik nicht eindeutig war. Die Geschwindigkeit für den TD-Chart wurde als leicht ansteigend gewählt, da dies einem gewöhnlichen Untergrundmodell entspricht.

| Seismogramm | KK |
|-------------|-------|
| Variante 1 | 0,394 |
| Variante 2 | 0,409 |
| Variante 3 | 0,057 |

Tabelle 3: Korrelationskoeffizienten (KK) der verschiedenen synth. Seismogramme.

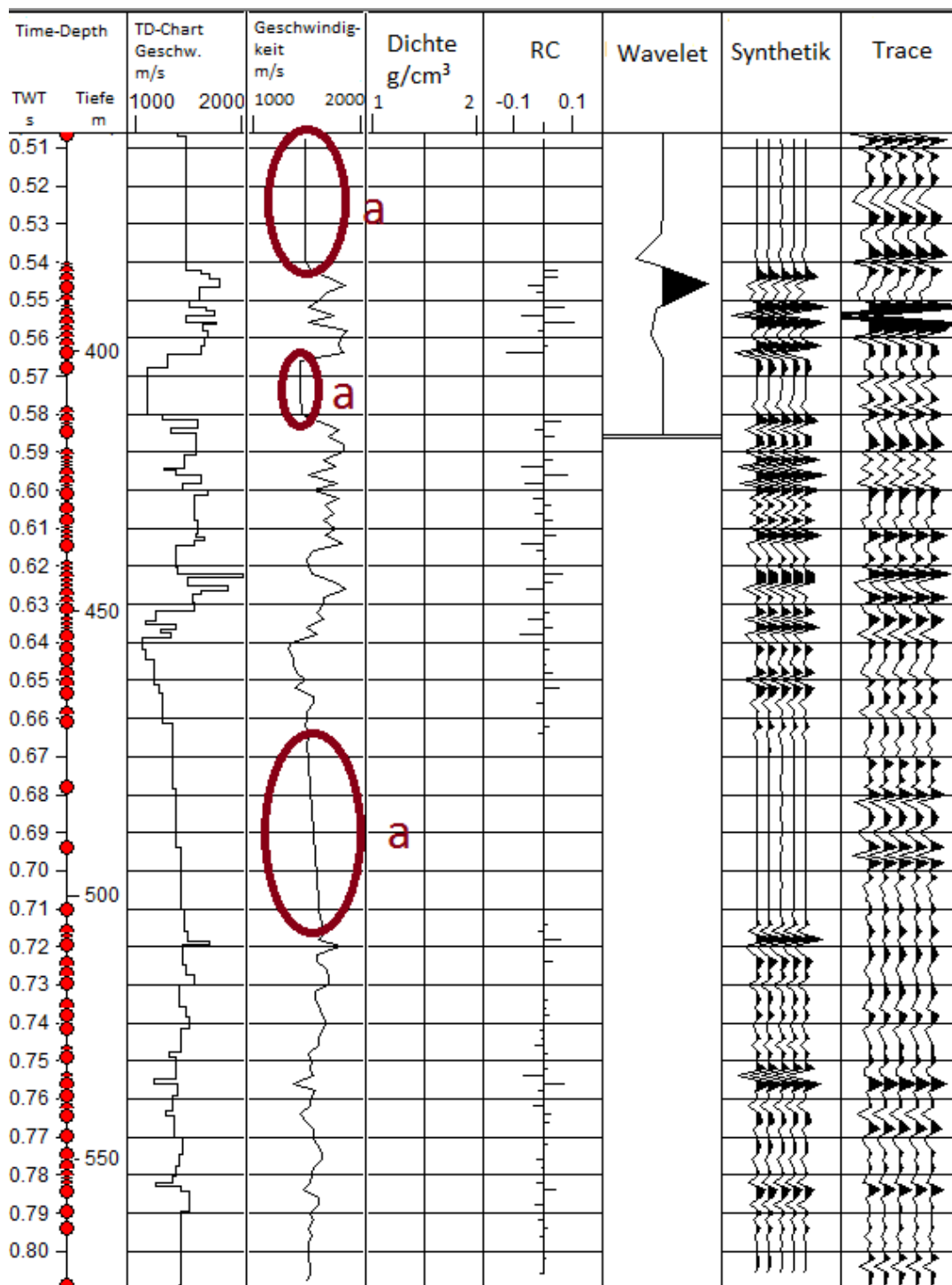


Abbildung 6: Synthetisches Seismogramm zu Variante 1: Die Reflexionskoeffizienten basieren nur auf der Downhole-Geschwindigkeit. Die Dichte liegt konstant bei 1,5 g/cm³. Der TD-Chart basiert auf der Integration über die Downhole-Geschwindigkeit. (a): Bereiche für die keine Downhole-Geschwindigkeit-Messungen vorliegen (interpoliert).

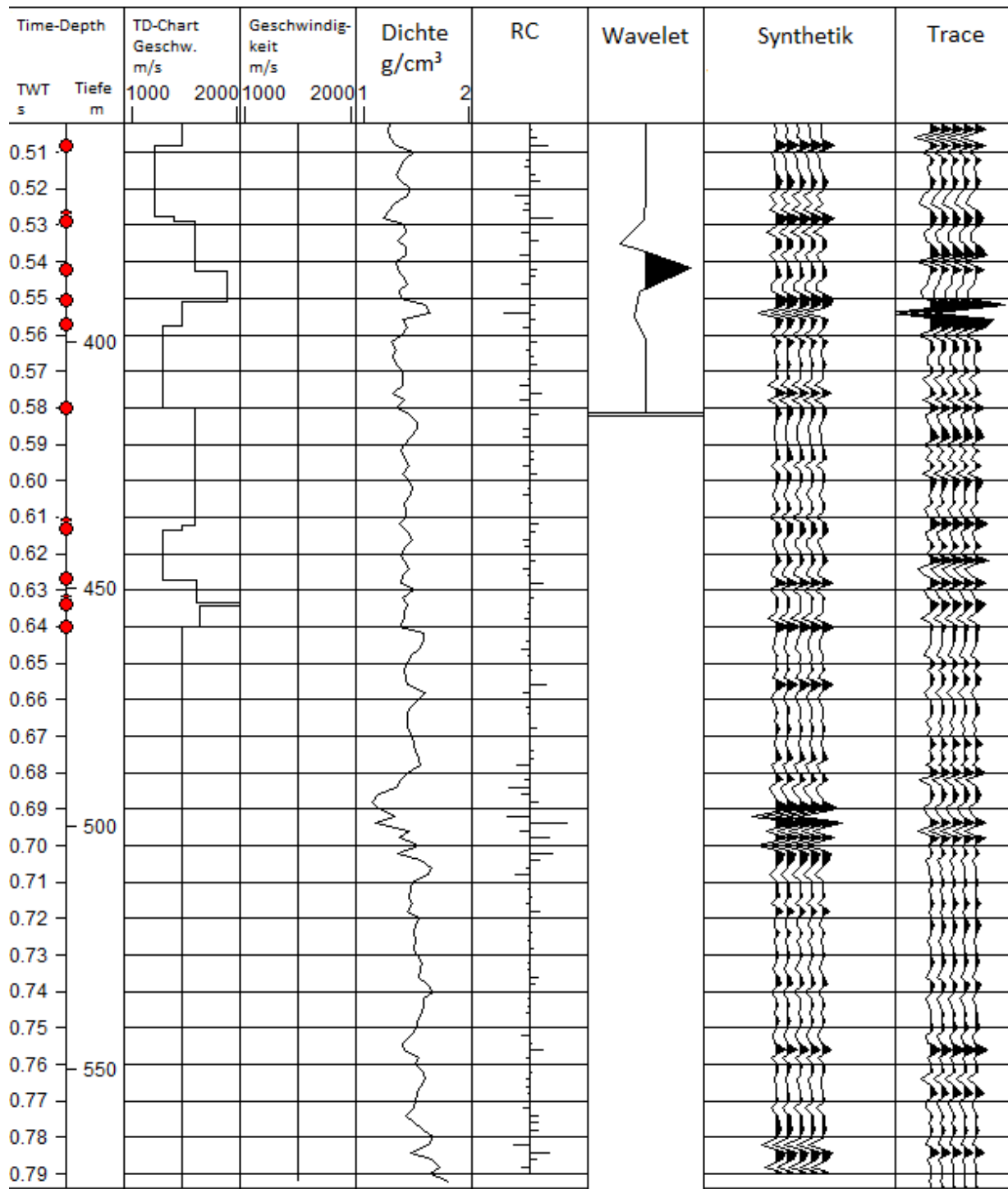


Abbildung 7: Synthetisches Seismogramm zu Variante 2: Die Reflexionskoeffizienten basieren nur auf der MSCL-Dichte. Die Geschwindigkeit liegt konstant bei 1500 m/s. Der TD-Chart basiert auf der Integration über die konstante Geschwindigkeit und wurde zur besseren Korrelation optimiert.

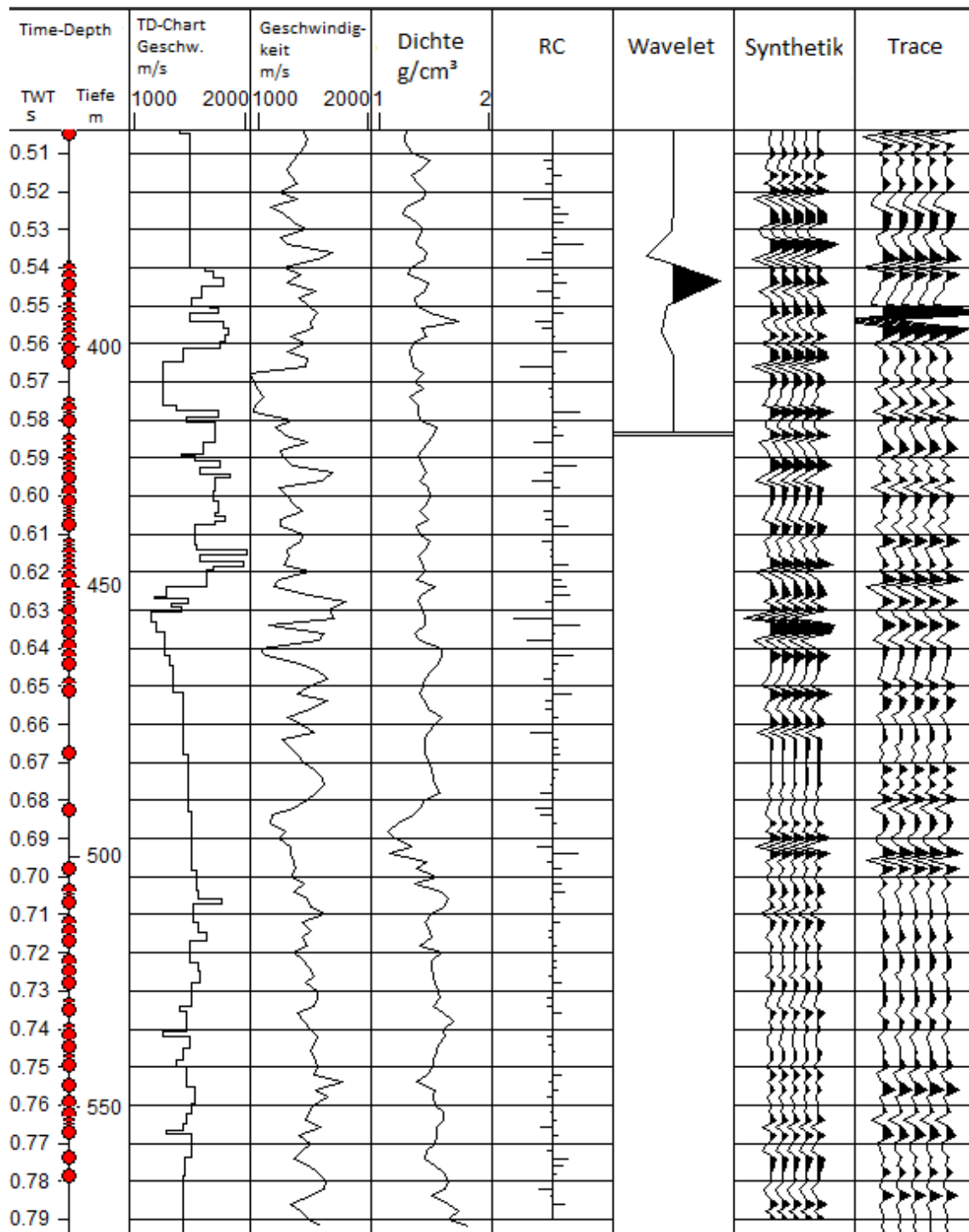


Abbildung 8: Synthetisches Seismogramm zu Variante 3: Die Reflexionskoeffizienten basieren auf der MSCL-Dichte und der MSCL-Geschwindigkeit. Der TD-Chart wurde aus Variante 1 übernommen und leicht angepasst.

Variante 2 Das aus dieser Methode resultierende Seismogramm (Abb. 7) hat einen ähnlichen KK wie Variante 1, optisch scheint die Korrelation deutlich höher zu sein. Es sind allgemein weniger Reflexionen zu erkennen, die starken Reflektoren aus der seismischen Vergleichsspur können aber synthetisch reproduziert werden. Auffällig sind die hohen Amplituden unterhalb von 0,59 s, diese sind im Verhältnis zu den Amplituden bei 0,548 s wesentlich stärker ausgeprägt, als es bei der Seismik der Fall ist. Eine mögliche Erklärung ist, dass der obere der beiden genannten Reflektoren weniger durch den Dichtegradienten beherrscht wird und daher in diesem synthetischen Seismogramm als nicht so stark ausgeprägt zu erkennen ist.

Variante 3 Der KK liegt bei dieser Variante nahe 0, sodass eine Korrelationsuntersuchung ausschließlich visuell möglich ist. Oberhalb von 0,65 s TWT sind starke Reflexionen zu erkennen, die sich in dieser Form nicht in der gemessenen Seismik wiederfinden (vgl. Abb. 8). Ab ca. 0,6 s TWT ist dagegen eine gute Korrelation zu erkennen. Die Reflektoren sind zwar bezogen auf die Vergleichsspur leicht verschoben, treten aber in ähnlichen Tiefen auf. Die genauere Anpassung hätte einer ausführlicheren Manipulation des TD-Charts bedurft. Da dieser sich aber bei Methode 1 als passend erwiesen und die Integration über die MSCL-Geschwindigkeit keine zufriedenstellenden Ergebnisse erzielt hat, wurde der TD-Chart nicht weiter verändert. Aufgrund der großen Unsicherheit bei der Interpretation dieser Variante wird bei den folgenden Untersuchungen dieses Seismogramm zwar als Referenz verwendet, allerdings wurden bei der Bestimmung der Tiefenangaben der Reflektoren die Varianten 1 und 2 bevorzugt genutzt.

3.2 Vergleich der verschiedenen Methoden

Die synthetischen Seismogramme der Versionen 1 und 2 weisen große Übereinstimmungen auf. Die wichtigsten Reflektoren aus dem seismischen Profil 007 werden in beiden Seismogrammen wiedergegeben. In beiden synthetischen Seismogrammen sind die mit 2, 3, 4, 6, 8 und 10 bezeichneten Reflektoren (vgl. Abb. 9 und 10) gut erkennbar und korrelieren mit hoher Genauigkeit mit der Seismik. Eine Übersicht über die Zweiwegelaufzeiten der Reflektoren, wie sie in der gemessenen Seismik zu finden sind, ist in Tabelle 4 gegeben. Der in Version 2 (Abb. 10) sehr deutlich erkennbare Reflektor 7 ist wegen fehlenden Downhole-Daten für diesen Bereich nur dort hinreichend nachzuweisen. Das dritte Seismogramm (Version 3) basierend auf den MSCL-Messungen, zeigt auch alle in den anderen Seismogrammen gefundenen Reflektoren, allerdings ist die Verifizierung der Korrelation oberhalb von ca. 0,66 s TWT eher ungenau (Abb. 11). Vor allem die Reflektoren 1 bis 4 sind nur zu erraten. Der Übersicht halber wurden an den entsprechenden Tiefen die Reflektoren vermerkt, auch wenn das Detektieren nur mit Hilfe der Version 3 keine hinreichende Korrelation liefern würde. Die

| Schicht | TWT/ms in der Seismik | Version 1 Tiefe/ m bsl | Version 2 Tiefe/ m bsl | Version 3 Tiefe/ m bsl | Tiefe/m bsf im Kern | Mächtigkeit der Schicht/cm |
|---------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|---------------------------|----------------------------------|
| 1 | 526 | keine Daten | 371 | 370 | 369 | 280 |
| 2 | 541 | 382 | 378 | 382 | 382 | 120 |
| 3 | 553 | 391 | 390 | 389 | 390 | 180-220 |
| 4* | 578 | 411 | 408 | 409 | 407 | 20-30 |
| 6 | 652 | 464 | 469 | 466 | 468 | 60 |
| 7* | 693 | keine Daten | 494 | 496 | 494 | 10-20 |
| 8 | 718 | 517 | 517 | nicht er- kennbar | 519 | 100 |
| 10 | 784 | 567 | 567 | nicht er- kennbar | 567 | ca. 70-150 |

Tabelle 4: Tephraschichten in Kern und Synthetik; TWT in der Seismik mit zugehöriger Tiefe aus den unterschiedlichen synthetischen Seismogrammen, sowie der Schichtoberkantentiefe im Kern und den ungefähren Schichtmächtigkeiten. *Die Reflexion ist nicht durch eine Tephralage geprägt (weiteres im Text).

tieferliegenden Reflektoren sind dagegen gut erkennbar und stimmen mit den Ergebnissen aus den Versionen 1 und 2 überein.

Tabelle 4 stellt die Tiefe der Reflektoren für die verschiedenen Seismogramme gegenüber. Die unterschiedlichen Tiefenangaben für die Versionen 1 und 2 beruhen zumeist auf den verschiedenen verwendeten TD-Charts, Version 3 weist teilweise Signale zu abweichenden Zweiwegelaufzeiten auf. Eine Erklärung dafür könnten unterschiedliche Schichtübergangstiefen für die Geschwindigkeiten und die Dichte sein.

3.3 Korrelation von Reflektoren mit der Lithologie

Um die Korrelation der gefundenen Reflektoren in den synthetischen Seismogrammen mit der Geologie zu untersuchen, wurden die 8 in der Synthetik identifizierten Reflektoren (vgl. Tabelle 4) betrachtet. Aus den synthetischen Seismogrammen konnte aufgrund der Time-Depth-Chart-Beziehung die Tiefe der Schichten bestimmt werden. Da die Tiefe vom verwendeten TD-Chart abhängt, wurden die Tiefen für alle drei Varianten angegeben (s. Tabelle 4). Im Bereich der so ermittelten Tiefen wurden dann die visuellen Kernbeschreibungen und Kernphotographien untersucht (Beispiel für Kernphotographien mit Tephraeventen s. Abbildungen 9 und 10). Dabei wurde in den betroffenen Abschnitten nach auffälligen Schichtübergängen und dominanten Tephraschichten gesucht.

Für sechs der Reflektoren (1, 2, 3, 6, 8 und 10) konnten deutliche Tephralagen mit einer Mächtigkeit von meist über einem Meter nachgewiesen werden (Mächtigkeit der einzelnen

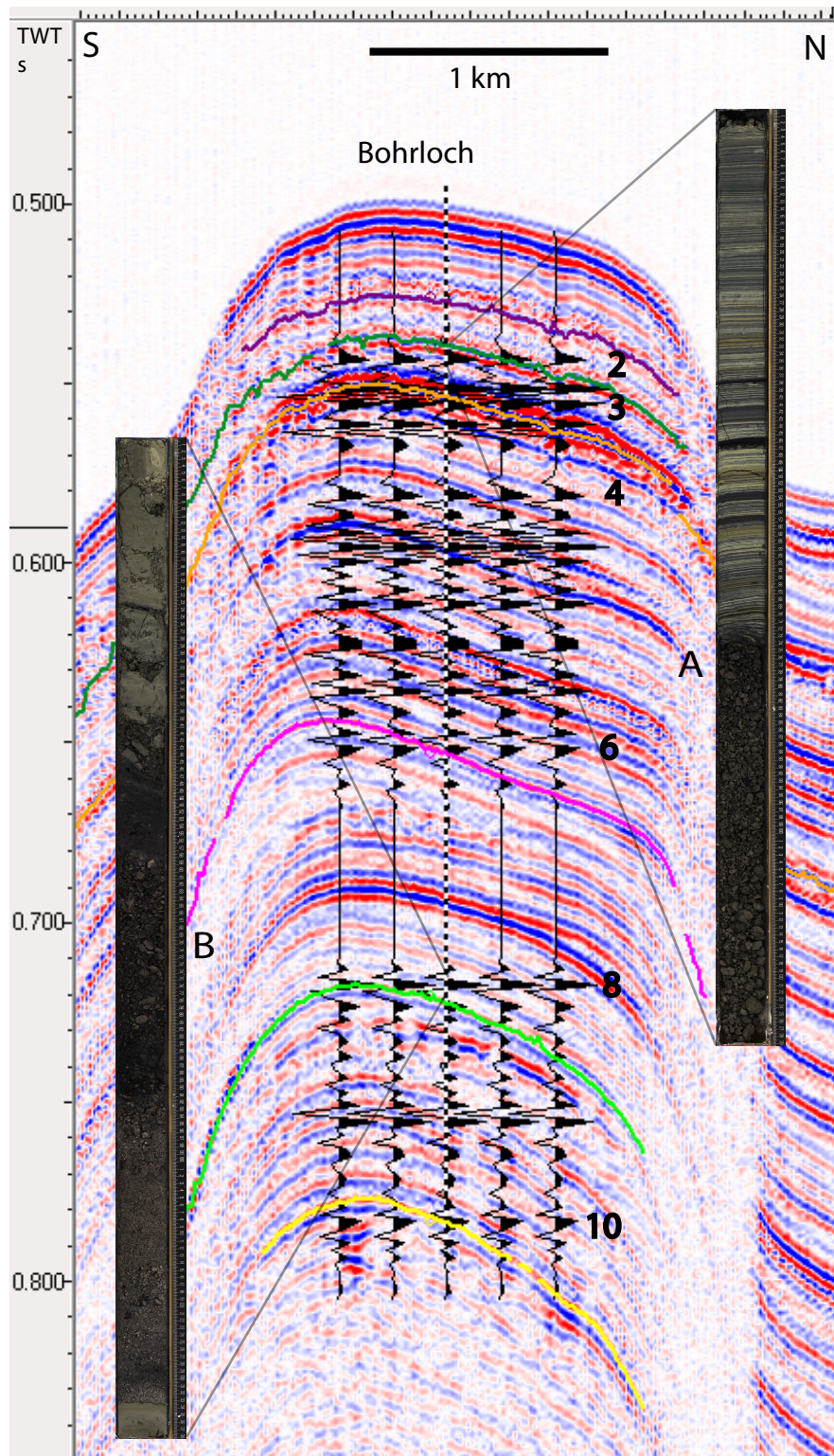


Abbildung 9: Seismogramm Version 1 mit einem Ausschnitt vom Seismikprofil 007 (Süd-Nord-Ausrichtung) sowie den farbig markierten Leithorizonten 2, 3, 4, 6, 8 und 10. Die in dieser Version sichtbaren Reflektoren wurden mit der entsprechenden Nummer benannt. (A): Kernphotographie des oberen Randes der Reflektor 2 zugeordneten Tephraschicht. Länge des Segments: 1,29 m. (B): Kernphotographie des oberen Randes der Reflektor 8 zugeordneten Tephraschicht. Länge des Segments: 1,38 m.

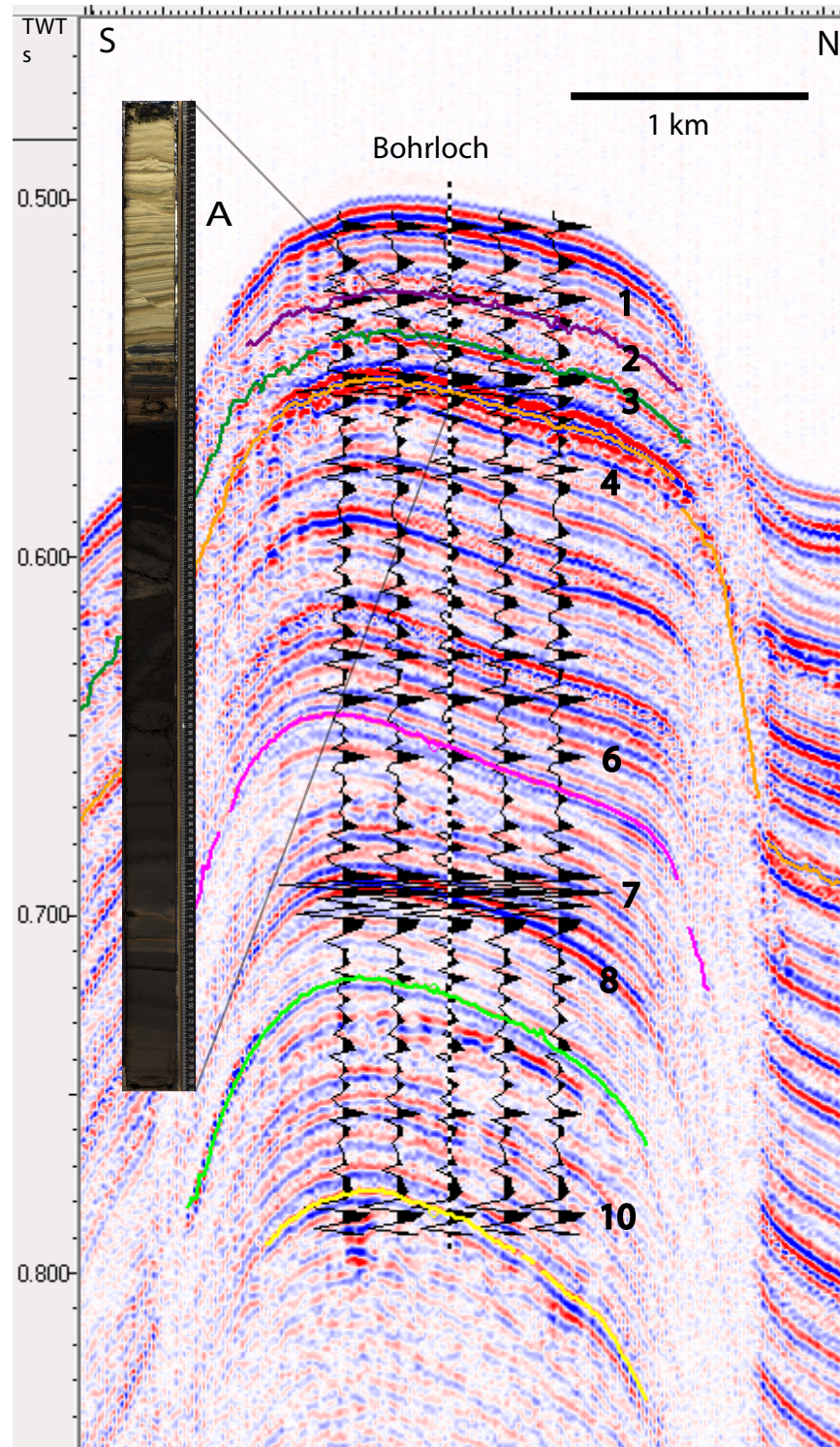


Abbildung 10: Seismogramm Version 2 mit einem Ausschnitt vom Seismikprofil 007 (Süd-Nord-Ausrichtung) sowie den farbig markierten Leithorizonten 1, 2, 3, 4, 6, 7, 8 und 10. Die in dieser Version sichtbaren Reflektoren wurden mit der entsprechenden Nummer benannt. (A): Kernphotographie des oberen Randes der zu Reflektor 3 zugeordneten Tephraschicht, erkennbar ist der Übergang von feiner Sedimentschichtung (hell) zu feinen Ascheablagerungen. Länge des Segments: 1,31 m.

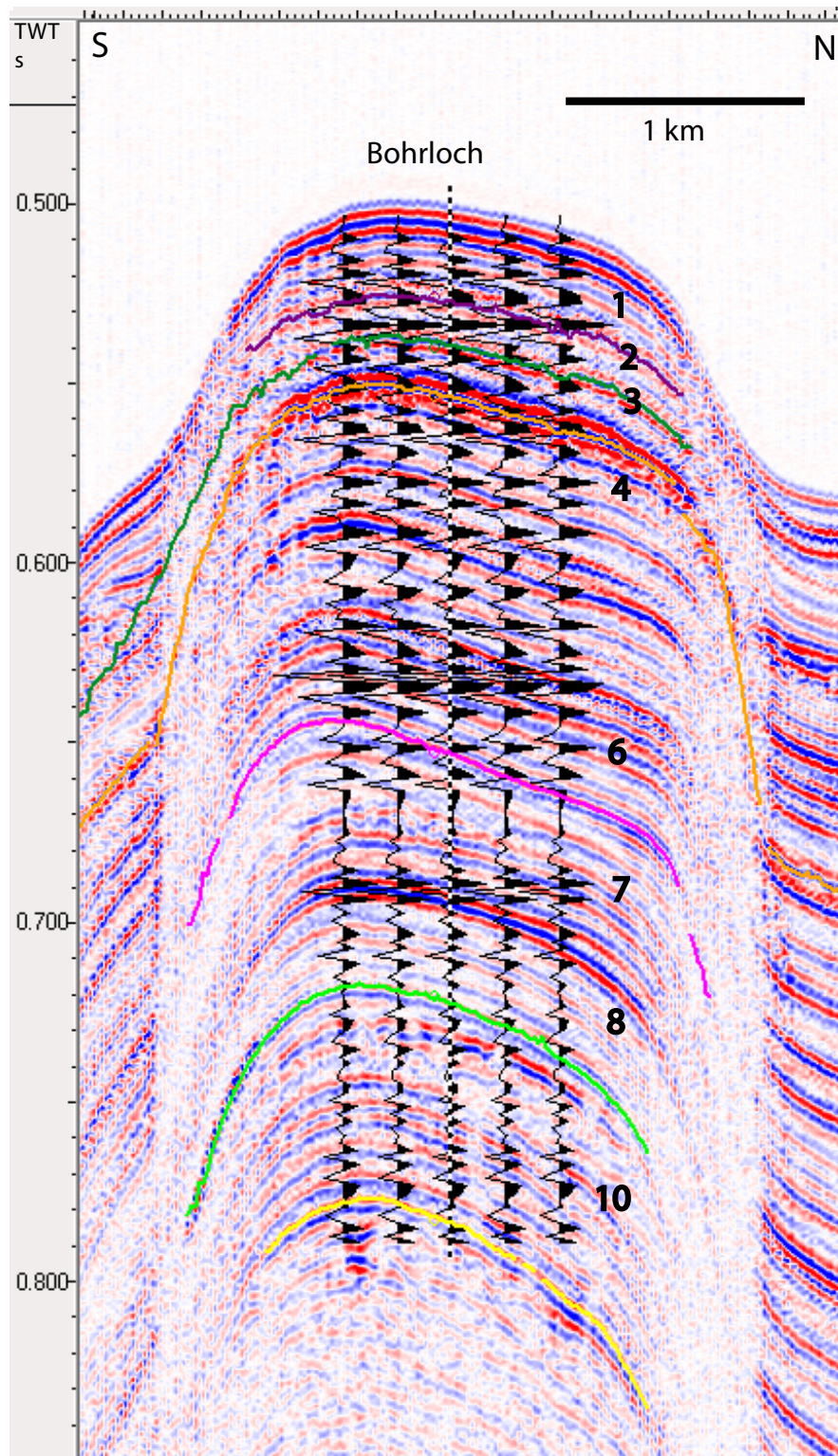


Abbildung 11: Seismogramm Version 3 mit einem Ausschnitt vom Seismikprofil 007 (Süd-Nord-Ausrichtung) sowie den farbig markierten Leithorizonten 1, 2, 3, 4, 6, 8 und 10. Die in dieser Version sichtbaren Reflektoren wurden mit der entsprechenden Nummer benannt.

Schichten s. Tabelle 4). Die Glaubhaftigkeit dieser Untersuchung wird auch dadurch untermauert, dass außerhalb der untersuchten Tiefen nur wenige mächtige (>50 cm) Tephraschichten auftraten, sodass die Wahrscheinlichkeit einer zufälligen Korrelation sehr gering ist. Um die jeweilige Tephralage verifizieren zu können, standen 7 Bohrkern mit unterschiedlichen Längen und gekernten Tiefenbereichen zur Verfügung. Die Schichten 1, 2, 3, 6, 8, 10 waren in allen Kernen zu finden, die in den entsprechenden Tiefenbereichen einen Kerngewinn aufwiesen. Der höhere Wert für die Schichtmächtigkeiten (Tabelle 4) beruht bei Intervallangaben zumeist auf der Menge von Verlustmaterial bei der Kernentnahme. Tephren sind aufgrund ihrer großen Korngröße und geringen Kohäsion sehr schwer zu kernen, was zu einem geringen Kerngewinn führt. Somit ist die Vermutung berechtigt, dass es sich bei den Verlustbereichen um Tephraschichten handelt. Die niedrigeren Werte für die Schichtmächtigkeiten entsprechen den eindeutig identifizierbaren Kernabschnitten mit Tephralagen. Bei Einzelwertangaben für die Schichtdicken waren die Schichten klar erkennbar und der Verlust an Kernmaterial in diesem Bereich vernachlässigbar gering.

Im Fall von Schicht 4 handelt es sich um eine sehr gering mächtige Tephralage. Allerdings weisen Kernuntersuchungen in diesem Bereich sehr hohe Gasgehalte nach. Zudem sind im Bereich von 0,57 bis 0,58 s TWT (vgl. Abb. 6) geringere seismische Geschwindigkeiten sowie minimal geringere Dichten (vgl. Abb. 7) zu erkennen. Ein erhöhter Gasgehalt in einzelnen Schichten in diesem Bereich kann eine Erklärung für die zahlreichen Reflexionen im synthetischen Seismogramm sein, da gashaltige Sedimente wesentlich geringere Geschwindigkeiten aufweisen, was die RC deutlich erhöht.

Der Reflektor 7 ist ebenfalls keiner mächtigen Tephraschicht zuzuordnen. In diesem Bereich gibt es zwar zahlreiche einzelne sehr dünne Schichten (<5 cm), allerdings ist die Reflexion wahrscheinlich durch einen in diesem Bereich erkennbaren Übergang der Lithologie zu erklären. Markant ist ein Wechsel von homogenem Lehm zu einem stark geschichteten Bereich, bestehend aus verschiedenen tonhaltigen Sedimenten. Dies ist vermutlich die Erklärung für die Unterschiede dieses Reflektors in den synthetischen Seismogrammen 1 und 2.

4 Diskussion

4.1 Betrachtungen zu den verwendeten Daten

Wie bereits erwähnt, können die MSCL-Daten teilweise mit erheblichen Messfehlern behaftet sein. Im Folgenden soll untersucht werden, wie groß diese Fehler bei den in dieser Arbeit verwendeten Daten sind.

Die MSCL-Dichte weist über die gesamte Tiefe einen geringen positiven Gradienten auf. So steigt sie langsam von $1,3 \text{ g/cm}^3$ nahe des Meeresbodens auf $1,8 \text{ g/cm}^3$ zum Bohrlochende hin an. Dies ist ein Indiz dafür, dass die Dichte reale Werte aufweist. Da vor allem für Variante 2 der synthetischen Seismogramme (welche auf der Dichte basiert) eine sehr eindeutige Korrelation mit der Seismik erreicht wurde, scheint die Dichte die Zustände in den Sedimenten gut wiederzugeben.

Die aus der Gardner-Gleichung (s. Kapitel 2.4) erhaltenen Dichtewerte (unter der Verwendung der Downhole-Geschwindigkeit) liegen dagegen etwa zwischen $1,8 \text{ g/cm}^3$ und $2,1 \text{ g/cm}^3$ (vgl. Abb. 12). Dieser Wertebereich ist im Vergleich zur MSCL-Dichte eher typisch für wassergesättigte Sedimente (Gardner et al, 1974). Es ist somit möglich, dass die MSCL-Dichte systematisch zu niedrig ist. Eine mögliche Ursache könnte der bei der MSCL-Messung nicht berücksichtigte in-situ Druck sein. Durch den fehlenden Druck kommt es in den Bohrkernen an der Oberfläche zu einer Expansion und höheren Porositäten, was somit zu niedrigeren Dichtewerten führt (Fulthorpe et al, 1989; Cunningham et al, 2000).

Auch für die Geschwindigkeiten gilt, dass die MSCL-Logs geringere Werte als die Downhole-Messungen aufweisen. Dies kann ebenfalls durch den fehlenden Druck bei der Messung mit dem MSCL-Logger erklärt werden. Dabei kommt es aufgrund der erhöhten Porosität infolge der Druckabnahme zu einer Verringerung des Kompressionsmoduls. Die Änderung des Kompressionsmoduls erwirkt folglich eine Abnahme der Geschwindigkeit (vgl. Fulthorpe et al. 1989).

Eine Erklärung liefert auch die Time-Average-Gleichung von Wyllie:

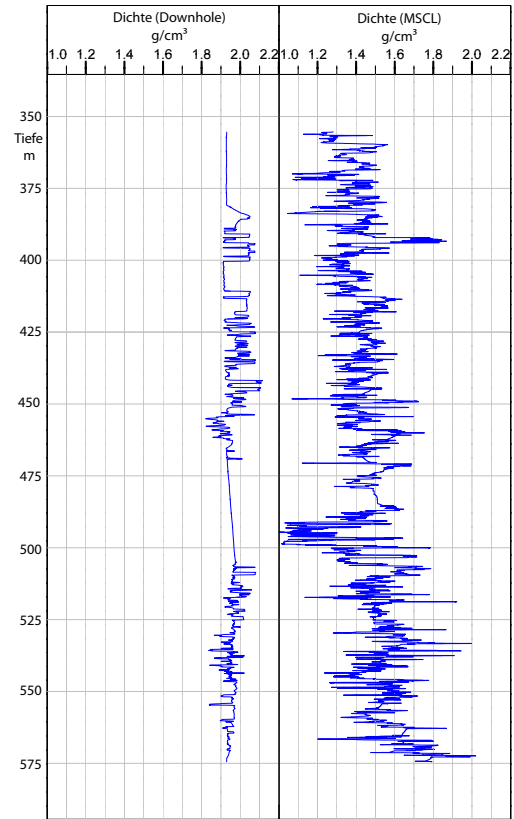


Abbildung 12: Gegenüberstellung der aus der Downhole-Geschwindigkeit nach Gardner abgeleiteten Dichte und der MSCL-Dichte.

$$\frac{1}{v} = \frac{\phi}{v_f} + \frac{1-\phi}{v_m}$$

wobei v_m —Geschwindigkeit des Sediments, v_f —Geschwindigkeit der Porenfüllung und ϕ —Porosität. Die erhöhte Porosität führt zu mehr Porenräumen, welche mit Material geringerer Geschwindigkeit gefüllt sind. Das Ergebnis ist eine geringere Gesamtgeschwindigkeit v .

Diese Veränderung gegenüber den in-situ-Messungen wird normalerweise durch entsprechende Korrekturen bereinigt. Diese Korrekturen scheinen hier nicht ausreichend genau durchgeführt worden zu sein.

Die Downhole-Geschwindigkeit stellt die zuverlässigste Messung dar. Aufgrund der Messmethode (s. auch Kapitel 2.1.2) sind die Messwerte kaum beeinträchtigt. Die große Datenlücke zwischen 472 m und 505 m Tiefe beruht vermutlich auf einem hohen Tephiragehalt in diesem Bereich, welcher zu instabilen Bohrlochwänden geführt hat und somit Geschwindigkeitsmessungen unmöglich machte. Es ist wahrscheinlich, dass noch mehr als die gefundenen zwei Tephra-Schichten 6 und 7 in diesem Bereich vorhanden sind. Da aber auch für die MSCL-Geschwindigkeit aufgrund des geringen Kerngewinns, vor allem zwischen 480 m und 485 m Tiefe, keine detaillierten Aussagen zu treffen sind, konnte dieser Bereich nicht näher untersucht werden.

4.2 Extrapolation von Tephraschichten

Um die Verteilung der Tephraschichten zu untersuchen und daraus Rückschlüsse auf die Eintragsrichtung der Tephra in den Van-See ziehen zu können, wurde anhand von Tephraschichten eine horizontale Extrapolation durchgeführt. Entlang des Profils 023 wurden alle in den synthetischen Seismogrammen detektierten Reflektoren extrapoliert (Abb. 13). Die Extrapolation war vom Bohrloch aus nur in östliche Richtung möglich, da die große Hangneigung westlich des Bohrloches eine zuverlässige Verfolgung der Leithorizonte nicht zuließ.

Um eine Extrapolation in Nord-Süd-Richtung durchzuführen, wurden die Schichten 2 und 3 gewählt, weil diese gut detektierbare Horizonte in den seismischen Profilen aufweisen, was die Verfolgung der Horizonte wesentlich erleichterte. Außerdem handelt es sich bei Schicht 3 um eine sehr mächtige Tephralage (ca. 2 m stark) und bei Schicht 2 um eine sehr genau bestimmbare Schichtmächtigkeit (1 m; Kernabbildungen der beiden Schichten s. Abb. 9 und 10). Für beide Horizonte ergibt sich dabei ein ähnliches Bild. Im Norden des Van-Sees sind die Horizonte bis zum Nördlichen Rücken zu verfolgen (s. Abb. 14), welcher infolge der großen Hangneigung keine weitere Horizontfortsetzung gestattet. Da aber nördlich des Rückens eine ähnliche Schichtung zu erkennen ist, ist von einer Fortsetzung der Horizonte über den

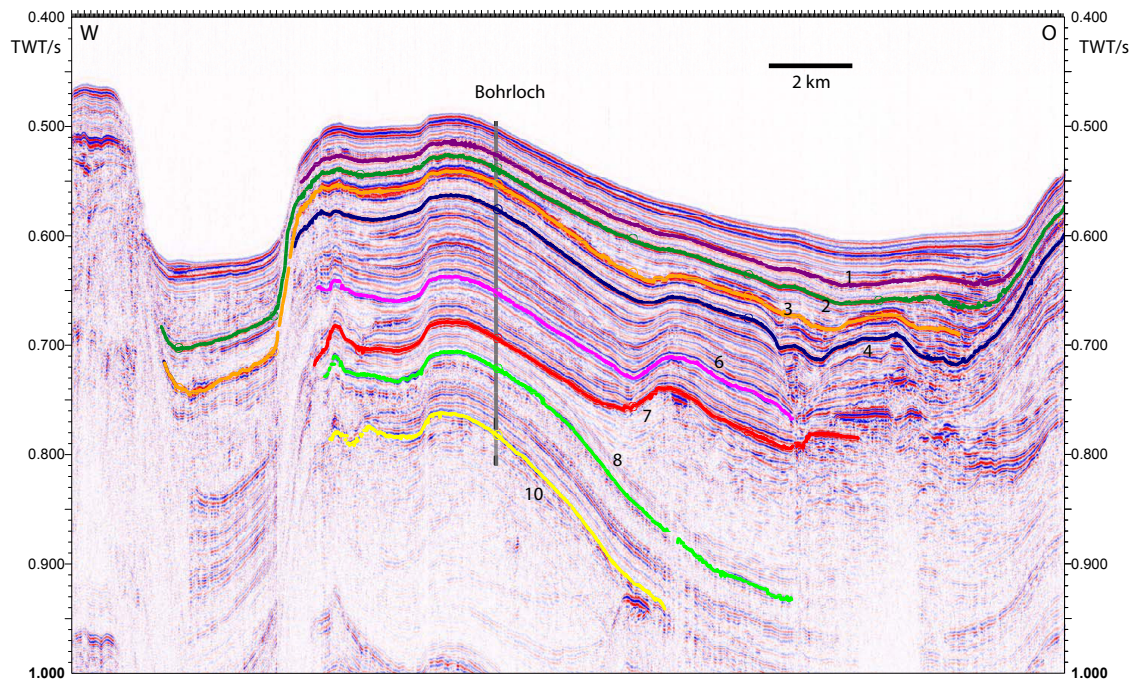


Abbildung 13: Extrapolation aller identifizierten Leithorizonte (nummeriert) entlang des Profils 023 in West-Ost-Richtung, dies umfasst auch nicht durch Tephra-Schichten hervorgerufene Reflektoren, sowie die Position der Bohrung.

Rücken hinweg auszugehen, insbesondere, weil sich dort ja auch die Quellen (Vulkane) befinden. In südliche Richtung sind die Schichten 2 und 3 unterschiedlich weit zu verfolgen (s. Abb. 14). Der Reflektor 2 ist südlich des Nördlichen Rückens über die gesamte Profillänge wiederzufinden. Der Reflektor 3 ist teilweise zerstört.

In den betroffenen Bereichen ist eine starke Durchmischung der Sedimente zu erkennen (Abb. 14). Diese Störung wurde möglicherweise durch Hangrutschungen verursacht. Auslöser für diese Ereignisse sind vermutlich Erdbeben (Cukur et al., in Review).

Für die weiteren tiefen Tephraschichten ergibt sich ein ähnliches Bild, die Leithorizonte können in südliche Richtung nicht über das gesamte Becken verfolgt werden. Die Eintragsrichtung der meisten Tephraschichten scheint demzufolge Norden oder Nordosten zu sein. Da in westliche Richtung der Schelfrand keine weitere Verfolgung zulässt und im Osten des Bohrloches keine ausreichenden Seismik-Profile vorhanden sind, ist eine genauere Angabe der Eintragsrichtung nicht möglich. Als Ursprung des vulkanischen Materials sind somit die Vulkane Nemrut und Süphan (s. Abb. 1) als Quellen denkbar.

4.3 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit haben die ursprünglichen Fragestellungen weitgehend beantworten können. Die in der Seismik identifizierten Leithorizonte konnten in synthetischen Seismogrammen zuverlässig modelliert werden. Dabei hat sich gezeigt, dass

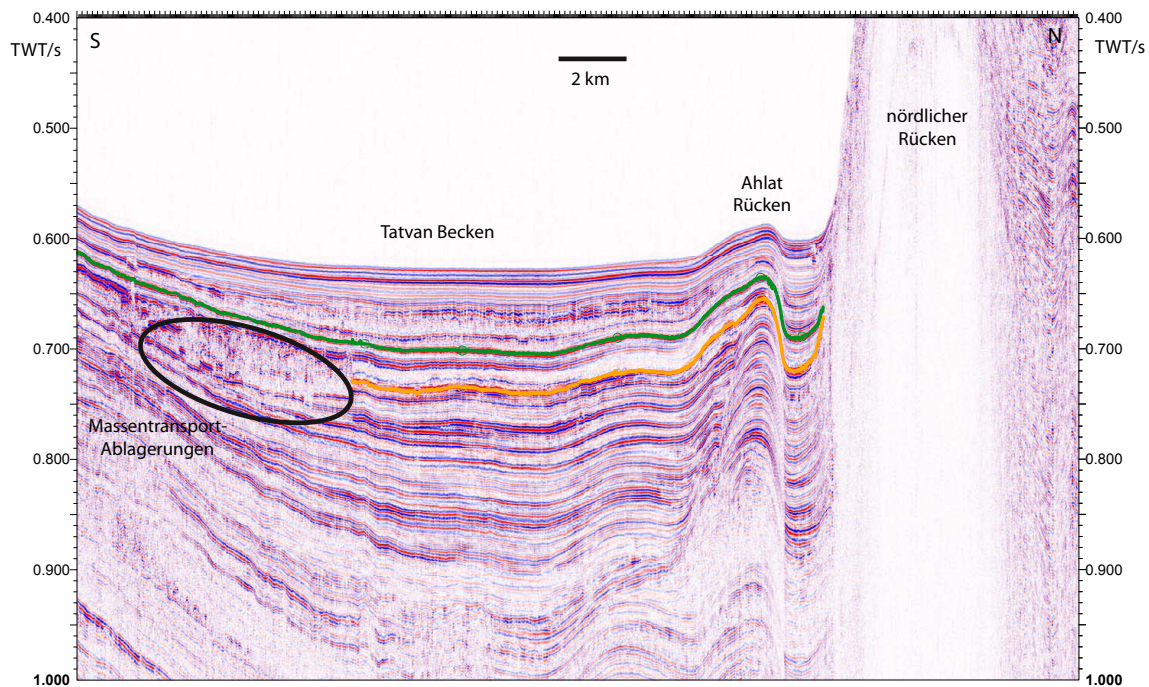


Abbildung 14: Extrapolation der Leithorizonte 2 (grün) und 3 (rot) entlang des Nord-Süd-Profiles 009. Auffällig ist die Unterbrechung des Horizonts 3 im südlichen Bereich.

synthetische Seismogramme auf der Basis von Daten aus unterschiedlichen Messmethoden (MSCL-Logging und Wireline-Logging) ähnliche Ergebnisse erzielen konnten. Dies ermöglichte die Bestätigung der Ergebnisse durch voneinander unabhängige Methoden. Die gezeigten Korrelationen können daher als zuverlässig erachtet werden.

Die bestätigten Reflektoren konnten zudem mit den Bohrkernen korreliert werden, sodass Aussagen über die Ursprünge der Reflexionen getroffen werden konnten. Bei den meisten Reflexionen handelt es sich um Tephraschichten mit Mächtigkeiten von mehr als einem Meter. Die angestrebte Extrapolation der Leithorizonte war nur begrenzt erfolgreich. Zu wenige Seismikprofile östlich der Bohrung, sowie starke Neigungen der Horizonte am Rücken (nördlich) und am Schelfrand (westlich) begrenzen die Extrapolation. Eine zuverlässige Aussage über die Eintragsrichtung der Tephren ist daher nicht möglich.

Die hier durchgeführten Untersuchungen müssten durch Auswertung der Bohrung im nördlichen Becken (s. Abb. 2) weitergeführt werden. Diese Bohrung sollte vor allem für die nordwestlichen Küstenbereiche des Van-Sees bessere Ergebnisse bezüglich der Tephrenausbildung bieten. Auf dieser Grundlage könnte dann nochmals die Eintragsrichtung bestimmt werden. Die synthetischen Seismogramme sollten zudem durch ein besseres Geschwindigkeitsmodell, z.B. aus vertikalseismischen Profilen, verbessert werden. Dies dürfte die Korrelation von weiteren zumeist weniger mächtigen Tephraschichten mit der Synthetik ermöglichen.

5 Referenzen

- Aydar, E., Gourgaud, A., Ulusoy, I., Dignonnet, F., Labazuy, P., Sen, E., Bayhan, H., Kurttas, T., Tolluoğlu, A.U. (2003): Morphological analysis of active Mount Nemrut stratovolcano, eastern Turkey: evidences and possible impact areas of future eruption, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123, 301- 312.
- Cukur, D., Krastel, S., Schlüter, F. D., Demirbag, E., Imren, C., Niessen, F. und Toker, M. and PaleoVan-Working Group (in Review): Sedimentary evolution of Lake Van (Eastern Turkey) reconstructed from high resolution seismic investigations. *International Journal of Earth Sciences*.
- Cunningham, A.D., Droxler, A.W. (2000): Synthetic seismogram generation and seismic facies to core lithology correlation for sites 998, 1000, and 1001. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 165, 205-217.
- Degens, E.T., Wong, H.K., Kempe, S., Kurtman, F. (1984): A Geological study of Lake Van, Eastern Turkey. *Geologische Rundschau*, 73, 701-734.
- Fulthorpe, C.S., Schlanger, S.O., Jarrard, R.D. (1989): In Situ Acoustic Properties of Pelagic Carbonate Sediments in the Ontong Java Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 94, 4025-4032.
- Gardner, G.H.F., Gardner, L.W., Gregory, A.R. (1974): Formation Velocity and Density-the Diagnostic Basics for Stratigraphic Traps. *Geophysics*, 39 No. 6, 770-780.
- Geotek-Homepage, <http://www.geotek.co.uk/products/mscl-s>, Stand: 19.08.2011
- Karaoğlu, O., Özdemir, Y., Tolluoğlu, A.U., Karabıyıklıoğlu, M., Köse, O., Froger, J.F. (2005): Stratigraphy of the volcanic products around Nemrut Caldera: implications for reconstruction of the caldera formation, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 14, 123-143.
- Landmann, G., Reimer, A., Lemcke, G., Kempe, S. (1996a): Dating Late Glacial abrupt climate changes in the 14,570 yr long continuous varve record of Lake Van, Turkey. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122, 107-118.
- Landmann, G., Reimer, A., Kempe, S. (1996b): Climatically induced lake level changes at Lake Van, Turkey, during the Pleistocene/Holocene transition, *Global Biochemical Cycles*, 10, 797-808.
- Litt, T., Krastel, S., Sturm, M., Kipfer, R., Örcen, S., Heumann, G., Franz, S.O., Ülgen, U.B., Niessen, F. (2009): 'PALEOVAN', International Continental Scientific Drilling Program (ICDP): site survey results and perspectives. *Quaternary Science Reviews*, 28, 1555-1567.
- Litt, T., Anselmetti, F.S., Cagatay, M.N., Kipfer, R., Krastel, S., Schmincke, H.-U. and PaleoVan-Working Group (eingereicht): A 500,000 year-long sedimentary archive drilled in Eastern Anatolia (Turkey): The PaleoVan Drilling Project. *Eos Trans. Am.*
- Özdemir, Y., Karaoğlu, Ö., Tolluoğlu, A.Ü., Gülec, N. (2006): Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nemrut stratovolcano (East Anatolian Plateau): The most recent post-collisional volcanism in Turkey, *Chem. Geol.*, 226, 189-211.
- Yilmaz, Ö., Doherty, S.M., (2001): Seismic Data Processing (Investigations in Geophysics), *Society of Exploration Geophysicists*, Vol. 1
- Yilmaz, Y., Güner, Y., Şaroğlu, F. (1998): Geology of the quaternary volcanic centres of the east Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85, 173-210.

Eidesstattliche Erklärung

Ich versichere, die Bachelorarbeit selbständig und lediglich unter Benutzung der angegebenen Quellen und Hilfsmittel verfasst zu haben. Ich erkläre weiterhin, dass die vorliegende Arbeit noch nicht im Rahmen eines anderen Prüfungsverfahrens eingereicht wurde. Zudem versichere ich, dass die eingereichte digitale Kopie mit der vorliegenden Arbeit überein stimmt.

Kiel den 29.08.2011

Anhang

Matlab-Skript: Datenkorrektur

```
close all
clear all
clc
load logdata\logdata_changed.mat
depth=data3(:,1); dens=data3(:,2); susz=data3(:,3); impe=data3(:,4); poro=data3(:,5);
%% Kapitel 2.2.1. clipping
% Dichte
dens_low=1; %min density
dens_high=2; %max density
ii=find(dens<=dens_low); iii=find(dens>=dens_high);
dens(ii)=NaN; dens(iii)=NaN;
% Impedanz
impe_low=1000; % min Impedanz
impe_high=3800; %max Impedanz
ii=find(impe<=impe_low); iii=find(impe>=impe_high);
impe(ii)=NaN; impe(iii)=NaN;
% save clipped data
logdata_clipped=[depth(:),dens(:),impe(:)];
b=isnan(logdata_clipped);
logdata_clipped(b)=-999.25; %NaN-Werte auf -999.25 setzen,
%Leerwert fuer Kingdom
save logdata\logdata_clipped.txt logdata_clipped -ascii -tabs
%% Kapitel 2.2.2. smoothing fuer verschiedene Spannen
%% Spanne 21
span=21;
dens_s=smooth(dens,span);
ii=find(dens_s<=dens_low); iii=find(dens_s>=dens_high);
dens_s(ii)=NaN; dens_s(iii)=NaN;
impe_s=smooth(impe,span);
ii=find(impe_s<=impe_low); iii=find(impe_s>=impe_high);
impe_s(ii)=NaN; impe_s(iii)=NaN;
% save smoothed data
logdata_smoothed=[depth(:),dens_s(:),impe_s(:)];
b=isnan(logdata_smoothed);
logdata_smoothed(b)=-999.25;
save logdata\logdata_smoothed_span21.txt logdata_smoothed -ASCII -tabs
%% Spanne 5
span=5;
dens_s=smooth(dens,span);
ii=find(dens_s<=dens_low); iii=find(dens_s>=dens_high);
dens_s(ii)=NaN; dens_s(iii)=NaN;
impe_s=smooth(impe,span);
ii=find(impe_s<=impe_low); iii=find(impe_s>=impe_high);
```

```

impe_s(ii)=NaN; impe_s(iii)=NaN;
% save smoothed data
logdata_smoothed=[depth(:),dens_s(:),impe_s(:)];
b=isnan(logdata_smoothed);
logdata_smoothed(b)=-999.25;
save logdata\logdata_smoothed_span5.txt logdata_smoothed -ASCII -tabs
%% Spanne 11
span=11;
dens_s=smooth(dens,span);
ii=find(dens_s<=dens_low); iii=find(dens_s>=dens_high);
dens_s(ii)=NaN; dens_s(iii)=NaN;
impe_s=smooth(impe,span);
ii=find(impe_s<=impe_low); iii=find(impe_s>=impe_high);
impe_s(ii)=NaN; impe_s(iii)=NaN;
% save smoothed data
logdata_smoothed=[depth(:),dens_s(:),impe_s(:)];
b=isnan(logdata_smoothed);
logdata_smoothed(b)=-999.25;
save logdata\logdata_smoothed_span11.txt logdata_smoothed -ASCII -tabs
%% Spanne 15
span=15;
dens_s=smooth(dens,span);
ii=find(dens_s<=dens_low); iii=find(dens_s>=dens_high);
dens_s(ii)=NaN; dens_s(iii)=NaN;
impe_s=smooth(impe,span);
ii=find(impe_s<=impe_low); iii=find(impe_s>=impe_high);
impe_s(ii)=NaN; impe_s(iii)=NaN;
% save smoothed data
logdata_smoothed=[depth(:),dens_s(:),impe_s(:)];
b=isnan(logdata_smoothed);
logdata_smoothed(b)=-999.25;
save logdata\logdata_smoothed_span15.txt logdata_smoothed -ASCII -tabs

```

Wavelets

| Ormsby | Wavelet 1 | Wavelet 2 |
|----------|-----------|-----------|
| f_1/Hz | 75 | 50 |
| f_2/Hz | 150 | 120 |
| f_3/Hz | 220 | 220 |
| f_4/Hz | 350 | 450 |

| frequ. matching | Wavelet 1 | Wavelet 2 | Wavelet 3 | Wavelet 4 | Wavelet 5 |
|-------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| Radius/m | 50 | 50 | 50 | 50 | 50 |
| Länge/s | 0,01 | 0,015 | 0,02 | 0,025 | 0,03 |
| Sampleintervall/s | 0,0002 | 0,0002 | 0,0002 | 0,0002 | 0,0002 |